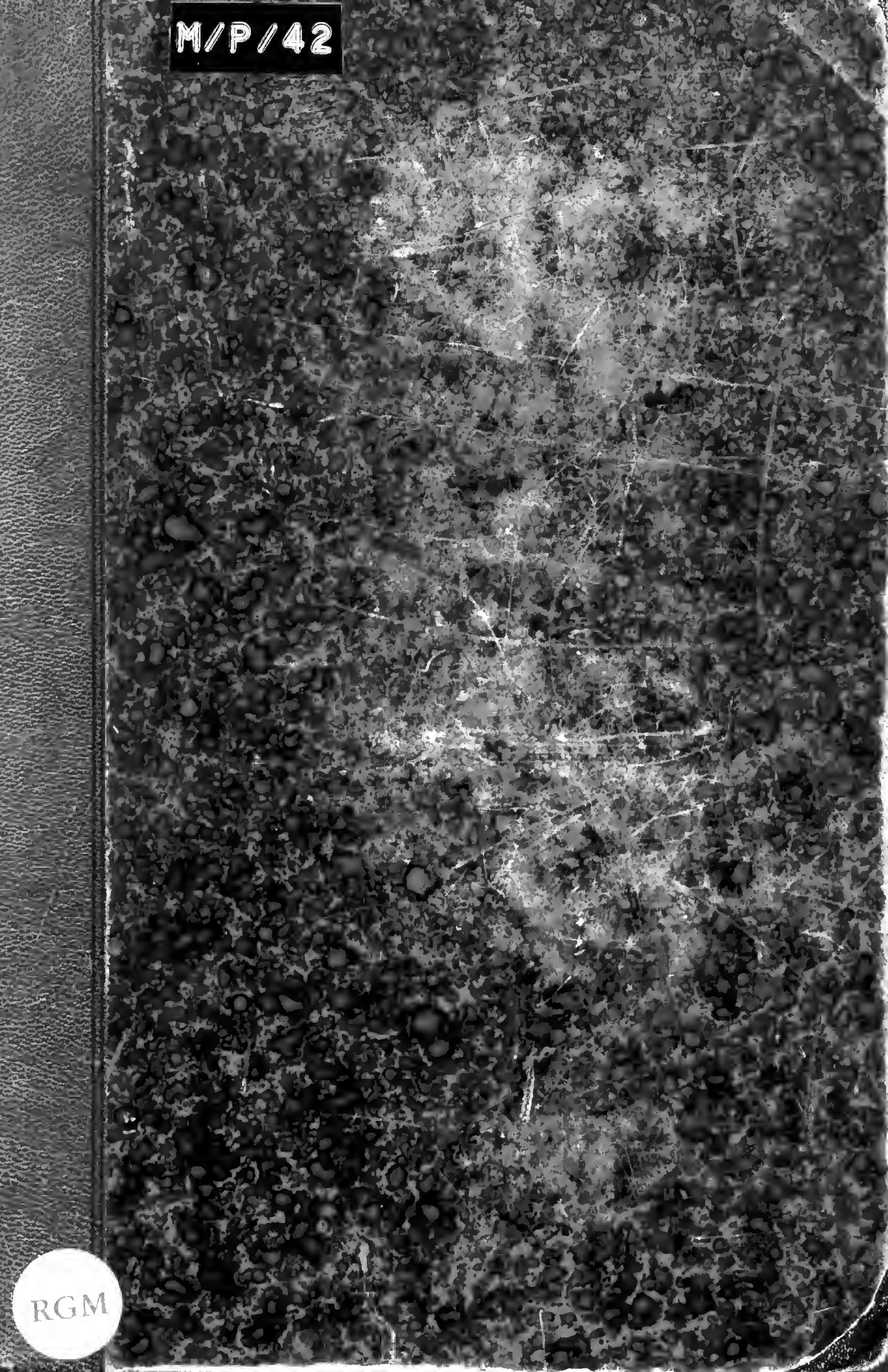

M/P/42
RGM



LEHRBUCH

DER

PETROGRAPHIE

VON

DR. FERDINAND ZIRKEL

ORD. PROFESSOR DER MINERALOGIE UND GEOGNOSIE AN DER UNIVERSITÄT LEIPZIG

ZWEITE, GÄNZLICH NEU VERFASSTE AUFLAGE



DRITTER BAND

LEIPZIG
VERLAG VON WILHELM ENGELMANN
1894.

INHALT.

Die massigen Erstarrungsgesteine.

(Fortsetzung.)

Die krystallinischen Schiefer.

Krystallinische oder nicht-klastische Sedimentgesteine.

Die klastischen Gesteine.

Die massigen Erstarrungsgesteine.

V. Gesteine mit Kalknatronfeldspath und Nephelin oder Leucit.

Therolith.

In dem centralen Montana unmittelbar n. von dem Yellowstone-River erhebt sich, ungefähr 40 Miles lang und 15 breit, die Gruppe der Crazy Mts., mit vielen scharfen Gipfeln, unter denen zahlreiche an 11 000 Fuss Höhe heranreichen und der Crazy Peak mit 11 178 Fuss der höchste ist. In seiner Schrift »Notes on the petrography of the Crazy Mts. and other localities in Montana Territory« (Northern Transcontinental survey; Raphael Pumpelly Director 1885; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 69) beschrieb J. E. Wolff, wie die im S. ganz flach geneigten gelben oder braunen cretaceischen Sandsteine von Andesiten und anderen Eruptivgesteinen durchbrochen und bedeckt werden; diese »covering masses« wurden später von dem seitlich umgebenden Sandsteinmaterial befreit und bilden so die hohe und isolirte Kette. Ausser Hornblende- und Augitandesiten wurden von J. E. Wolff unter diesen Eruptivgesteinen auch »Tephrite« theilweise von granitähnlicher Structur beschrieben, welche vorwiegend durch die Mineralcombination Nephelin-Plagioklas charakterisirt sind. Später veränderte er seine Angaben dahin, dass es sich hier doch nicht um Deckmassen handle: kein einziges Vorkommniss erweise sich als effusiv, die Gesteine bilden theils saigere Gänge von einigen bis mehrere Fuss Mächtigkeit, theils etwas steil bis flach liegende Lagergänge, theils grosse lenticuläre, bis über 300 Fuss mächtige Lager (Lakkolithen), welche im Liegenden und Hangenden ausgezeichnete Contactmetamorphosen hervorgebracht und Fragmente der oben oder unten liegenden Schiefer aufgenommen haben; gewöhnlich liegen mehrere dieser Lager, nur durch dünne Sedimentärschichten getrennt, über einander; darnach habe man es also hier mit intrusiven Massen zu thun (N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 192). Auch in einer späteren Schrift hält er diese Auffassung fest: »the writer has found no evidence of surface flows, all rocks appear intrusive and younger than the enclosing strata« (Bull. geol. soc. Amer. III. 1891. 449). — Rosenbusch hat in seinen Massigen Gesteinen (1887. 247) diese Nephelin-Plagioklasgesteine

seinen plutonischen Tiefengesteinen zugesellt, und für diese Mineralcombination den Namen Theralith vorgeschlagen (von ϑηρᾶν jagen, eifrig suchen), in Anspielung darauf, dass hier ein Gesteinstypus vorläge, welcher in erwünschter Weise das den vulkanischen Tephriten entsprechende, früher mehrfach gesuchte, aber doch nicht zweifellos nachgewiesene Glied der plutonischen Felsarten darstelle. — Der Name ist sprachlich zweifellos unrichtig gebildet und muss Therolith (ϑηρόλιϑος) lauten.

Bei der folgenden Beschreibung dieser Montana-Gesteine liegen Angaben von Wolff und die ergänzenden von Rosenbusch zu Grunde. Die Gesteine sind z. Th. recht grobkörnig und dann erkennt man mit blossem Auge bis zu 7 mm lange Augitprismen, Biotit z. Th. in scharf hexagonalen Tafeln, Feldspath und Nephelin. U. d. M. zeigt der relativ automorphe, im Schnitt hellgrüne bis fast farblose normale Augit die Diopsidform, lediglich prismatische Spaltbarkeit, stellenweise deutlich zonaren Aufbau, Auslöschungsschiefe von 44° auf ∞P∞ {010}; die mitunter recht zahlreichen Einschlüsse bestehen aus Apatit, Magnetit, Biotit und Glas (dessen in manchen Varietäten reichliche Gegenwart mit dem Tiefengesteinscharakter nicht eben übereinstimmt). Die Augite haben meist einen tiefgrünen stark pleochroitischen Rand, gewöhnlich von grosser Schmalheit, welcher sich (nicht als Hornblende, sondern) als Aegirin herausgestellt hat; dieser Aegirin sitzt auch als divergentstrahlige Büschel an den Kanten und Ecken des Augits, bildet ferner spärliche selbständige kleine Prismen. Der Biotit, im durchfallenden Licht braun und von starker Absorption, zeigt im Verticalschnitt eine deutliche Auslöschungsschiefe gegen die Lamellirung und eine sehr verbreitete Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz mit 0P als Verwachsungsebene. Nephelin und Feldspath bilden ein grobkörniges Aggregat, in welchem bald der Feldspath gegen den Nephelin, bald der letztere gegen den ersteren sich automorph abgrenzt; der Nephelin erscheint in diesem Falle als dicke, nach ∞P und 0P deutlich spaltbare Prismen. Wolff isolirte diese beiden, in den Schliffen ohne weitere Hülfsmittel nicht immer leicht unterscheidbaren Mineralien und führte chemische Prüfungen derselben aus, auch wurde im Dünnschliff die Natur des Nephelins durch Tinction sicher constatirt. Der Feldspath zeigt, wo er überhaupt erkennbare Krystallumrisse besitzt, nie die Leistenform, sondern liefert dann kurz rechteckige Schnitte, welche häufiger eine Zwillingshalbirung als eine Viellingsstreifung, die auch immer sehr zart ist, aufweisen. Dass aber wenigstens die Hauptmasse des Feldspaths dennoch nicht Orthoklas ist, ergeben specifisches Gewicht und mikrochemische Reaction. Immerhin ist es, worauf auch Gegensätze in der Doppelbrechung deuten, wahrscheinlich, dass zwei Feldspathe nebeneinander vorkommen, von denen einer in seinem Habitus lebhaft an Anorthoklas (Parorthoklas) erinnert. In dem Gestein vom Rock Creek ist übrigens nur eine geringe Menge von Feldspath vorhanden. Mineralien der Sodalithgruppe, und zwar bald Sodalith bald Haüyn (von welchem gewisse Varietäten recht viel enthalten), sind als gut krystallisirte oder etwas abgerundete Individuen allgemein und recht reichlich dem Feldspath und Nephelin einge-

wachsen, bald ganz wasserhell, bald getrübt durch Interpositionen, bald in Zeolithe umgewandelt. Apatitkrystalle werden von allen diesen Gemengtheilen, mit Ausnahme des Sodaliths und Olivins eingeschlossen; Magnetit in Oktaëdern. — In einigen dieser grobkörnigen Vorkommnisse erscheinen auch accessorisch makroskopische rostbraune Olivinkörner, welche hauptsächlich ganz oder theilweise von Biotit umhüllt werden. Titanit tritt nur spärlich und in wenigen Gesteinen auf. In manchen dieser grobkörnigen Varietäten sind Nephelin und Feldspath ganz oder fast ganz frisch, in anderen minder oder weiter in Kaolin oder Zeolithe, nach der Angabe insbesondere in Analcim umgewandelt. Am Südende der Three Peaks wurden beide Mineralien bis zur Unkenntlichkeit in zeolithische Aggregate alterirt. — Der dickste der Lakkolithen, deren in verschiedenen Niveaus gelegene Centren nicht eine verticale Linie bilden, misst 350 F. in der Höhe; directe gangförmige Zufuhrcanäle werden selten wahrgenommen. In ein paar Fuss Abstand vom Contact wird das im Inneren oft granitähnlich grobkörnige Gestein der Lakkolithen dicht oder porphyrisch mit Säulenabsonderung, die rechtwinkelig auf den Umgrenzungsflächen steht; die schmaleren Intrusionen haben diesen Charakter der Grenzausbildung. In einer solchen porphyrischen Varietät mit dunkelgrauer Grundmasse, worin Ausscheidungen von schwarzem Augit, reichlichem Olivin und Biotit liegen, besteht die Grundmasse u. d. M. aus leistenförmigem Feldspath, der nach seinem spec. Gew. vorwiegend zu Plagioklas, zum kleineren Theile auch zu Sanidin gehört, aus Nephelin, der die keilförmigen Räume dazwischen ausfüllt, aus zurücktretendem Augit, Haüyn, Biotit und Magnetit; wegen des Olivinreichthums wollte Wolff dieses Gestein anfangs als Basanit bezeichnen. — Analyse eines deutlich körnigen Gesteins, 2 Miles s.w. von Martinsdale (spec. Gew. 2,93): SiO_2 43,17, Al_2O_3 15,24, Fe_2O_3 7,61, FeO 2,67, CaO 10,63, MgO 5,81, K_2O 4,07, Na_2O 5,68, H_2O 3,57, SO_3 0,94 (99,39).

Zu seinen »Theralithen« zählt Rosenbusch auch die Teschenite, in denen aber der darin vorausgesetzte Nephelingehalt nicht existirt (vgl. II. 680). Hibsch ist geneigt (Min. u. petr. Mitth. XII. 1892. 402), in granitähnlich struirten nephelinhaltigen Varietäten des vorwiegend aus Plagioklas und basaltischem Augit oder Biotit bestehenden tertiären Doleritstocks von Rongstock am linken Elbufer Therolith zu erblicken.

Monchiquit.

Mit dem Namen Monchiquit bezeichnen Hunter und Rosenbusch, für welchen bekanntlich die Ganggesteine eine besondere Nomenclatur erheischen, das Gestein schmaler Gänge im Gneiss Brasiliens in der Nähe der Elaeolithsyenite (Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 445).

Es sind frisch schwarze bis grauschwarze Gesteine, scharf abgesetzt bräunlich verwitternd, mit einer ganz dichten Grundmasse und reichlicheren oder spärlicheren kleinen Ausscheidungen von Amphibol, Pyroxen, Biotit, Olivin in sehr ungleicher Vertheilung, wobei aber doch der Pyroxen ziemlich allgemein verbreitet ist. Diese Gemengtheile sind durchweg automorph; die grösseren Amphibole tiefdunkelbraun und gelb, oft mit dunklerem corrodirtem Kern, arm an SiO_2 und Monoxyden, reich an Sesquioxyden sowie an Alkalien; die grösseren titanhaltigen Pyroxene mehr gedrungen, röthlich violett, bisweilen mit grünlichen oder farblosen Kernen; die kleineren Pyroxene schlank prismatisch. Ist neben dem Pyroxen der Glimmer reichlich, so wird der Habitus minetteähnlich, die Gegenwart langer dünner Hornblendenadeln macht ihn hornblendeporphyrähnlich, beim Fehlen von Biotit und Amphibol ähneln die Gesteine sehr den Basalten. — In der Grundmasse beobachtet man mikroskopische Individuen derselben Mineralien, zu 3 oder 4 combinirt, wobei Biotit und Olivin nicht zu so kleinen Individuen hinabsinken, wie die beiden anderen; ferner ist noch Magnetit und bisweilen Apatit vorhanden.

Diese Gemengtheile liegen in einer reichlicheren oder spärlicheren, durchaus farblosen und im ganz frischen Zustand völlig isotropen Glasbasis, in welcher ausserdem nur ganz vereinzelt noch ein als Nephelin zu deutender Durchschnitt, etwas häufiger Plagioklas hervortritt. Sehr hoher Glasgehalt kann die Gesteine etwas fettglänzend machen; die Glasbasis ist durch beginnende Zeolithisirung oder durch fein mikrolithische Entglasung stellenweise schwach doppeltbrechend. Die Gesteine gelatiniren gepulvert unschwer mit kalter, leicht mit heisser HCl, was in erster Linie auf die Glasbasis zu schieben ist. — Spec. Gew. des Gesammtgesteins ca. 2,8—3.

I. Bauschanalyse, Gestein von der Sta.-Cruz-Bahn, mit Pyroxen, Amphibol, spärlichem Olivin und frischer Basis; spec. Gew. 2,736 (M. Hunter).
II. Bauschanalyse, Gestein vom Rio do Ouro, Serra de Tinguá, glasärmer, augitreicher; spec. Gew. 2,914 (Jannasch). Enthält noch 0,64 P_2O_5, 0,10 S, Spur Cl.
III. Glasbasis aus I, nach Abrechnung der darin enthaltenen Mikrolithen; spec. Gew. 2,3 (M. Hunter).
IV. ist diese Glasbasis III, wasserfrei auf 100 berechnet.
V. siehe unten.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	46,48	43,74	53,43	57,79	40,37
Titansäure	0,99	2,80	—	—	—
Thonerde	16,16	14,82	20,86	22,56	17,86
Eisenoxyd	6,17	2,40	2,61	2,82	14,45
Eisenoxydul	6,09	7,52	—	—	0,38
Kalk	7,35	10,81	1,14	1,23	17,61
Magnesia	4,02	6,98	0,29	0,30	1,63
Kali	3,08	2,90	2,51	2,72	0,83
Natron	5,85	3,08	11,63	12,86	1,29
Wasser	4,27	2,94	7,06	—	4,47
Kohlensäure	0,45	1,50	—	—	0,39 P_2O_5
	100,91	99,49	99,53	100,00	99,78

Da das Auftreten in Gängen an sich nach der hier festgehaltenen Ansicht eine besondere Nomenclatur nicht bedingen kann, so fragt es sich, ob in diesem Monchiquit überhaupt ein charakteristischer besonderer Gesteinsbegriff anzuerkennen ist. Wenn diese Frage bejaht werden soll, so wird dies hauptsächlich durch das Vorhandensein der sehr natronreichen, kalkarmen und sehr wasserhaltigen Glasbasis (III), sowie durch das erhebliche Zurücktreten eines Feldspaths oder feldspathähnlichen Minerals begründet.

Rosenbusch sagt, dass die Glasbasis IV »bis ins kleinste hinein eine vollkommene Übereinstimmung mit der Zusammensetzung eines normalen Elaeolithsyenits zeigt« und bei völliger Auskrystallisirung einen solchen hätte liefern müssen. Doch ist dies wohl nicht zutreffend: die Elaeolithsyenite sind durchgängig ärmer an SiO_2, viel ärmer an Na_2O, reicher an K_2O (und Fe) als IV. Auch würde man doch, sofern hier ein geologischer Zusammenhang besteht, schwerlich erwarten können, in III oder IV die Bauschanalyse eines Elaeolithsyenits mit allen seinen Gemengtheilen wiederzufinden, sondern viel eher die Analyse eines von seinen Bisilicaten grösstentheils befreiten Elaeolithsyenits. — Es ist aber zu bezweifeln, ob auch selbst die typische Bauschanalyse I auf einen geologischen Zusammenhang mit Elaeolithsyenit verweist. Vergleicht man dieselben, so sind die Elaeolithsyenite durchschnittlich nicht unbeträchtlich saurer und viel reicher an Al_2O_3, ferner erheblich ärmer an MgO, insbesondere auch ganz bedeutend ärmer an CaO, reicher an Na_2O und ärmer an K_2O. Bei der Bauschanalyse II treten diese Unterschiede noch viel schärfer hervor. Allerdings betont Rosenbusch auch wieder, dass die Gangbegleiter gerade gegen das Hauptgestein chemisch contrastiren, indem in ihnen Spaltungsproducte vorliegen, womit dann aber das Obige nicht übereinstimmt. — Dagegen lässt sich die Analyse I bedeutend besser mit der eines Theroliths (S. 3) vergleichen, womit Analyse II sogar eine überraschende Ähnlichkeit aufweist, und so zeigt sich auch grosse Analogie mit den Nephelinbasaniten; der Monchiquit scheint eine dem glasführenden sog. Magmabasalt vergleichbare Erstarrungsmodification zu sein; die in ihm vorhandene Hornblende ist allerdings den Therolithen fremd.

Die Gesteine erscheinen z. B. gegenüber der Insel Cabo Frio, in der Serra de Tinguá; wahrscheinlich gehören auch hierher schon früher durch van Werveke (N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 177) beschriebene Vorkommnisse aus der Serra de Monchique in Südportugal, welche vorläufig noch auf Grund ihrer anfänglichen Bezeichnung zu den Magmabasalten gestellt sind. — Man wäre versucht, ein durch Hatch beschriebenes schottisches Gestein von Whitelaw Hill s.ö. von Haddington (East Lothian) hierherzusetzen, welches dort zunächst mit Melaphyren (sog. Basalten) zusammenhängt und von ihm als Limburgit bezeichnet wird. Augite und Olivine liegen in einer Grundmasse aus Augitmikrolithen und glasähnlichen Flecken mit bisweilen Apatit und Biotitschuppen. Aber was als Glasbasis erscheint, zeigt stellenweise schwache Doppelbrechung, 6- oder 4-seitige Umrisse, so dass hier vermuthlich Nephelin vorliegt; auch gelatinirt das Gestein rasch mit kalter HCl und die Lösung enthält viel Na_2O. Die Bauschanalyse ergab: 40,2 SiO_2, 2,9 TiO_2, 12,8 Al_2O_3, 10,4 Fe_2O_3, 10,4 CaO, 11,9 MgO, 0,8 K_2O, 2,7 Na_2O, 3,4 Glühverl. (99,5; sp.

G. 3,03). In der Nachbarschaft kommen auch Elaeolithsyenitporphyre vor (Trans. r. Soc. Edinb. XXXVII. 1892. 116).

Als »Monchiquite« möchten nun auch Kemp und Marsters gewisse Gänge aus dem Lake Champlain Valley bezeichnen (Trans. New York Acad. science XI. 1891. 23), welche aber dort geologisch mit Diabasgängen zusammenhängen; sie bestehen hauptsächlich aus oft ausserordentlich stark vorwaltendem zonarem Augit, kleinen braunen Hornblendekrystallen, Biotiten und zersetztem Olivin nebst Magnetit in unauflösbarer Basis. So stimmt zwar die allgemeine mineralische Zusammensetzung, aber die Analysen weisen grosse Unterschiede mit dem Monchiquit von Rosenbusch auf; vgl. oben Analyse V (Morrison). Hier ist SiO_2 viel niedriger, CaO viel höher, MgO viel niedriger als in I, namentlich stimmen die Alkalien gar nicht. Ein anderer »Monchiquit« (untersucht von Chamot) enthielt sogar gar keine Alkalien. Von einer wirklichen Annäherung an Rosenbusch's Monchiquit kann daher hier wohl kaum die Rede sein; auch hängen die Gesteine nicht mit irgend einem Elaeolithgestein »als Gefolgschaft« zusammen.

Diesem olivinführenden Monchiquit haben sich nun noch zwei neue Gesteinsnamen zugesellt, ohne dass die genaue Untersuchung des ersteren durch Hunter und Rosenbusch dabei als Beispiel gedient hat. J. F. Williams und Kemp (Ann. Rep. geol. surv. of Arkansas for 1890. II. 457) benannten als Ouachitit (vom Ouachito-River) sehr schmale Gänge bildende olivinfreie Gesteine der Gegend von Hot Springs, Arkansas, welche grosse Biotite mit etwas kleineren und spärlicheren Augiten in dichter schwarzer Grundmasse zeigen; letztere enthält dieselben Mineralien nebst etwas Plagioklas in einem leicht mit HCl gelatinirenden Glas, von welchem es aber eine blosse Vermuthung ist, dass es eine dem Monchiquitglas ähnliche sehr natronreiche Zusammensetzung hat; die Bauschanalyse eines Gesteins ergab Kemp nur 0,97, die eines anderen nur 0,96 Na_2O (ferner u. a. 36,40 SiO_2, 12,94 Al_2O_3, 14,46 CaO, 11,44 MgO, 3,01 K_2O). Auch kommen Varietäten mit grossen Hornblenden vor; das Glas finde sich nicht selten in feinkörnige Aggregate umgesetzt; sodann wird ein jeweiliger Gehalt an Titanit, einem sodalithartigen Mineral und die Wahrnehmung von Nephelin in der Glasmasse erwähnt. Ähnliche Gesteine fand Kemp auch in der Nachbarschaft des Elaeolithsyenits von Beemerville, New Jersey (Trans. New York acad. of sc. XI. 1892. 70). Vorläufig lässt sich über die Stellung derselben kaum etwas Bestimmtes sagen, es könnten auch halbglasige Kersantite sein. — Halten die olivinfreien Gänge vorwiegend ausgeschiedenen Augit, und ist das Gestein überhaupt sehr reich an diesem Mineral, so wollte J. F. Williams sie Fourchit (nach den Fourche Mts. in Pulaski Co., Arkansas) nennen.

Nephelinbasanit.

Mit dem Namen Basanit pflegt man jetzt die olivinhaltige Combination von Plagioklas und Augit mit entweder Nephelin oder mit Leucit zu bezeichnen, und darnach Nephelinbasanite und Leucitbasanite zu unterscheiden.

Dieselben könnten daher auch, unter Berücksichtigung blos der Natur der Gemengtheile, aufgefasst werden als nephelin- oder leucitreiche Feldspathbasalte, als plagioklasreiche Nephelin- oder Leucitbasalte, als olivinführende Nephelin- oder Leucittephrite. Die Nephelinbasanite nehmen demnach eine Mittelstellung ein zwischen Feldspathbasalt und Nephelinbasalt, und mit den Leucitbasaniten verhält es sich in genau entsprechender Weise. Vermöge des Gehalts an Nephelin und Leucit spielen die Basanite gegenüber den blos Plagioklas führenden Feldspathbasalten gewissermassen eine ähnliche Rolle, wie Phonolith und Leucittrachyt gegenüber dem Sanidingestein Trachyt.

Der von Plinius entlehnte Name Basanit findet sich als petrographischer Begriff zuerst bei Brongniart (Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hetérogènes, Paris et Strasbourg 1827. 105); er definirt ihn: »Base de basalte, renfermant des cristaux de pyroxène disséminés, plus ou moins distinct. Texture compacte, celluleuse ou scoriacée. Couleur noire, noîratre, grisâtre, brunâtre, rougeâtre, verdâtre. Fusible en émail noir. Parties accessoires disséminées: Péridote, olivine, fer titané.« Wie man sieht, entfernt sich diese vage Begriffsbestimmung nicht weit von dem, was man damals auch einen durch Augit porphyrartigen Basalt genannt haben würde. — K. v. Fritsch und W. Reiss bezeichnen unter dem wieder hervorgeholten aber mit einer anderen Bedeutung versehenen Namen »dichte bisweilen porphyrische Gesteine, welche aus triklinem Feldspath, hauptsächlich Kalkfeldspath, mit augitartigen Mineralien (Augit, Hornblende, eventuell Glimmer oder Granat) und Magneteisen (resp. hexagonalem Titaneisenerz) bestehen, auch in untergeordneter Menge Nephelin oder einen anderen felsitoidischen Bestandtheil (d. h. noch Leucit, Noscan oder Haüyn), sowie Olivin enthalten können, wobei natürlich vielfach die Bestandtheile durch Umwandlungsproducte ersetzt sind« (Geolog. Beschreib. der Insel Tenerife. 1868. 367). — Rosenbusch hob (Mass. Gest. 1877. 493) bei der Erwähnung der durch v. Fritsch zu den Basaniten gestellten Gesteine von Tenerife, welche als Tephrite mit einem Olivingehalt erkannt wurden, hervor, dass »wenn derartige olivinführende Tephrite häufiger vorkommen sollten, es gewiss angemessen wäre, sie unter dem Namen Basanit als eine kleine selbständige Gruppe abzuscheiden«, bei welcher es sich also um die Combination von Plagioklas, Nephelin oder Leucit, Augit, Olivin und Magneteisen handeln würde. Die »Basanite« v. Fritsch's entsprechen also in der That zum grossen Theil dem, was jetzt darunter verstanden zu werden pflegt. Auffallend war nur, dass Rosenbusch 1877 den Basaniten eine so geringe Verbreitung zuschreiben zu sollen glaubte, während doch eine ganze Menge von nephelinführenden Feldspathbasalten, feldspathführenden Nephelinbasalten und Leucitbasalten auch schon damals als bekannt vorlag, die nur noch nicht unter einem besonderen Namen vereinigt waren.

Betrachtet man den Nephelinbasanit von einem etwas weiteren Gesichtspunkt, als indem man blos die Natur der zusammensetzenden Gemengtheile ins Auge fasst, so gewahrt man, dass eigentlich zweierlei Gesteinstypen darin vereinigt sind. Ein Theil dieser Basanite ist nämlich nichts anderes als ein nephelinreicher Feldspathbasalt oder plagioklasreicher Nephelinbasalt sonst gewöhnlichen Schlages nnd solche Basanite gleichen auch äusserlich vollkommen den Basalten mit mehr oder weniger ausgeschiedenem Olivin. Die Ausbildung und Mikrostructur der Gemengtheile stimmt ebenfalls ganz mit derjenigen der

Basalte überein. Der Nephelin ist mehr als xenomorphe Fülle (vgl. Nephelinbasalt) oder als feines Aggregat unregelmässig begrenzter Körner, denn als grössere automorphe Individuen vorhanden. Bei flüchtiger mikroskopischer Untersuchung werden diese Nephelinpartieen vielleicht gar nicht als solche neben dem gestreiften Plagioklas erkannt und man läuft Gefahr, den Basanit mit einem Feldspathbasalt zu verwechseln; im gewöhnlichen Licht machen sie leicht den Eindruck einer hellen homogenen Glasmasse, zwischen gekreuzten Nicols lassen sie aber eine deutliche, wenngleich schwache Doppelbrechung erkennen; auch gelatiniren sie, mit HCl behandelt, unter Abscheidung von Kochsalzkrystallen. Accessorische Mineralien sind in Basaniten dieser Art nicht häufig, etwas Glas kann in kleinen Fleckchen oder Häutchen vorhanden sein, welche bei bräunlicher Färbung gut, bei Farblosigkeit schwer unterschieden werden, während eine grössere Betheiligung solcher hyaliner Basis nicht vorzukommen pflegt. — Ein anderer Theil der Nephelinbasanite schliesst sich dagegen ebenso eng an die Tephrite an: es sind olivinhaltige Nephelintephrite. Dem entsprechend findet man hier eine geringere Menge von Augit und Magnetit, eine häufige Grünfärbung der Augite (an Stelle der bräunlichen Töne in der ersten Gruppe), eine reichlichere Gegenwart von accessorischen Mineralien wie Hornblende, Biotit, Haüyn, Titanit, ja wo es sich um olivinhaltige Glieder von phonolithähnlichen Tephriten handelt, kann etwas Sanidin vorhanden sein, welcher von der ersteren Gruppe ausgeschlossen ist. Bezüglich der Beschaffenheit der Gemengtheile kann daher auch hier auf die Tephrite verwiesen werden. — Die feldspatharmen Nephelinbasanite bilden gewissermassen Übergänge zu den Nephelinbasalten.

Im engen Zusammenhang mit den eigentlichen Basaniten stehen die von Bücking so genannten, bereits II. 903 erwähnten Basanitoide, d. h. Plagioklas-Augit-Olivingesteine, denen der Nephelin als solcher fehlt, welche aber — gewissermassen anstatt desselben — eine mit Säure gelatinirende Basis von grossem Natrongehalt besitzen (hierher z. B. Vorkommnisse aus dem Gebiet der Rhön und zwischen dieser und dem Thüringer Wald, wie Stoffelskuppe bei Rossdorf, Hubenberg bei Buttlar, Schorn bei Dermbach, Stallberg bei Rasdorf, Mauersberg zwischen Rasdorf und Hünfeld.

Analysen von Nephelinbasaniten liegen nur spärlich vor.

I. Hundskopf bei Salzungen. Laufer 1878; nicht frisch.
II. Steinsburg bei Suhl. Petersen 1841.
III. Steinberg bei Ottendorf in österr. Schlesien (ob hierher?). Scharizer 1882; spec. Gew. 3,15.
IV. Abhang des Linsbergs bei Hofaschenbach, im Kreis Hünfeld, Rhön. Ed. Möller 1888; spec. Gew. 2,956.
V. Volkersberg bei Brückenau in der südl. Rhön, sehr olivinarm. Lenk 1887; spec. Gew. 3,141.
VI. Stellerskuppe, westl. Hersfeld, Hessen, mit wechselndem Feldspathgehalt, aber allgemein feldspathreich; Wolff 1890; spec. Gew. 2,89.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure	47,44	51,27	39,59	44,10	40,73	44,81
Thonerde	13,44	11,96	12,25	12,80	20,70	15,35
Eisenoxyd	8,80	5,00	10,15	5,43	4,26	3,37
Eisenoxydul . . .	2,92	2,25	4,69	5,73	8,38	6,68
Manganoxydul . .	Spur	—	Spur	0,18	—	—
Kalk	10,96	6,28	14,13	10,57	10,78	9,83
Magnesia	9,38	7,53	14,50	10,66	5,32	12,77
Kali	1,51	2,40	0,76	1,24	0,60	1,69
Natron	3,50	2,27	1,89	2,84	7,28	3,03
Titansäure	1,96	—	—	2,46	0,46	—
Phosphorsäure . .	0,74	—	—	0,55	0,49	0,48
Kohlensäure . . .	0,19	—	0,89	0,36	—	—
Wasser	1,33	1,57	0,57	3,90	2,00	2,13
	102,17	100,47	99,42	100,72	101,00	100,14

I enthält noch 0,22 % SO_3; III: 0,13 Cr_2O_3; IV: 0,17 Cl, 0,09 SO_3, 0,71 seltene Erden; vom Gestein werden nach 10 Minuten langem Kochen mit HCl 50,66 % gelöst. Qualitativ wurden in V noch As, Cu, Sn, Mn, Co, Ni, S, CO_2, Cl nachgewiesen; VI hält 0,16 Cl. — Das schwarze Gestein I erhält bei der Verwitterung zuerst eine graue Rinde, in welcher namentlich der Gehalt an MgO gesunken ist, dann eine gelbe Rinde, welche endlich zu einem gelben mürben, mit Brauneisen bedeckten Verwitterungsproduct führt; in letzterem ist überhaupt kein CaO mehr vorhanden; rechnet man seinen Glühverlust von 14,70 % ab und den Rest auf 100, so ist in diesem letzten Verwitterungsproduct MgO nur als 0,62 % zugegen; der Gehalt an K_2O beträgt 3,06, der an Na_2O 3,41; die Gesammtmenge der Alkalien hat also gegenüber dem frischen Gestein relativ zugenommen, es ist aber relativ mehr Na_2O als K_2O entfernt worden (Laufer). — Das angeblich anorthithaltige Gestein III führt auffallend wenig SiO_2 und Alkalien.

Unter den Basaltkuppen der *Eifel* befand Karl Vogelsang als echte Nephelinbasanite den Barsberg bei Bongard, Arensberg ö. von Walsdorf (beide hornblendefrei), den Aremberg bei Antweiler und Casselberg bei Horperath (beide mit makroskopischer und mikroskopischer Hornblende). Das Gestein des Arensbergs scheint zu variiren, denn Jos. Seiwert bestimmte dasselbe als feldspathfreien Nephelinbasalt mit ein wenig Leucit (Progr. d. Gymn. zu Trier 1891).

Grosswallstadt bei Aschaffenburg, etwas zersetzt, ist zufolge Stelzner ein etwas Glimmer führender Nbn. (olivinhaltiger Nephelintephrit; N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 422). — In der *Rhön* scheinen wegen ihres nachgewiesenen oder wahrscheinlichen Nephelingehalts hierher zu gehören: Calvarienberg bei Fulda; Südseite des Pferdskopfs; Alteberg w. von Reinhards; Grosser Nollen, s.w. von Gersfeld; an seinem n.ö. Abhang, am Todtenköpfchen, nach Sommerlad zahlreiche gelbbraune Hornblenden, welche auch an den letztgenannten zwei Punkten hervortreten. Eube, stromartig abgelagert. — Aus dem Gebiet der südlichen Rhön erwähnt Lenk 24 Vorkommnisse von Nbn., theils etwas Glas führend, theils glasfrei, z. B. Kellerstein, Gross-Schildeck bei Geroda, Mitgenberg bei Brückenau, Hillenberg bei Roth, Bartenstein und Farnsberg bei Oberriedenberg, Holzberg nördl. von Bischofsheim u. a. — Möller fand Nbn. an der Spitze und am Abhang des sonst sanidinreichen Tephrit

und plagioklasführenden Phonolith aufweisenden Linsbergs in der Gemeinde Hofaschenbach (Kreis Hünfeld, Rhön), sowie an dem benachbarten Ulmenstein. — Mehrere Punkte im Knüllgebiet, z. B. Sebbel s.w. von Schorbach; Rimberg bei Görzhain, Stellerskuppe w. von Hersfeld (Oebbeke).

Eine Anzahl von Nbn.-Punkten ist in dem Gebiet zwischen Rhön und dem Thüringer Wald und an dem n.w. Ende desselben erkannt worden: Hundskopf bei Salzungen (von der Nordseite) im unteren Buntsandstein, dunkelgrau, porphyrartig durch Olivin, auch durch Augit; u. d. M. noch Plagioklas, Magnetit, aller Wahrscheinlichkeit nach auch Nephelinfülle (Bücking; vgl. ferner Laufer, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 67). Die Quarzkörner sind Einschlüsse aus dem Buntsandstein. — Horn bei Rossdorf, ähnlich, etwas bräunliches trichitisches unangreifbares Glas zwischengeklemmt (Bücking); Grosser Gleichberg, ö. von Römhild mit Nephelinfülle (Proescholdt); Steinsburg bei Suhl, dicht grau, olivinreich, mit Nephelinfülle, vielleicht mit Gehalt an Enstatit. Ferner Appelsberg, Schenkelsberg bei Hünfeld, Bühlchen n.w. von Oberbreitzbach, Pfaffenstrauch und Trumbachsköpfchen bei Schenklengsfeld, Forsthaus Leibolz bei Eitersfeld, Winterliede zwischen Steinbach und Burghaun, Lieshauk bei Maunsbach, Hübelsberg, Helleberg, Gehülfenberg, Buchwald bei Rasdorf, Zellerkopf im Geisaer Walde, Stöcking bei Öchsen u. a. m. (die vorstehenden nach Bücking). — In der Gegend von Eisenach hornblendefreier Basanit vom Steinhüppel bei Vitzeroda und am Königsstein bei Dippach (L. G. Bornemann, Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1883. 156; für 1887. 291).

Sachsen. In der Lausitz und der sächsischen Schweiz spielen unter den »Basalten« neben Nephelinbasalten Nbn.e die Hauptrolle. Im Folgenden ist eine Zusammenstellung derjenigen Localitäten gegeben, welche zufolge der (übrigens wohl in manchen Punkten einer Revision bedürftigen) Angaben von Möhl (Die Basalte und Phonolithe Sachsens) hierher zu gehören scheinen; z. Th. sind sie bei ihm als Feldspath-Nephelinbasalte aufgeführt: Raumberg ö. vom Forsthaus Zeughaus; Binsenberg bei Altendorf unweit Schandau; Hirschbergbruch bei Herbigsdorf; Schanzberg bei Seifersdorf n. von Zittau; Oberseifersdorf bei Zittau; Schlechteberg s. von Ebersbach; Bruch bei Eibau; Bertsdorf bei Zittau; Hochwald bei Oberlückendorf, s. von Zittau; Waditz bei Bautzen; n. von Taubenheim; Dolkewitzer Bruch; Ober-Oderwitz; Hutberg bei Nieder-Oderwitz; Spritzenhaus von Vorder-Oybin; Fuss des phonolithischen Kleisbergs bei Röhrsdorf; Hirschberg s.w. von Kreibitz; Eisenbahneinschnitt zwischen Haynewalde und der Zittau-Grossschönauer Chaussée. — Ferner dürfte hierher gehören wenigstens die Hauptmasse der altberühmten, pilzartig durch den Granit hindurchsetzenden Basaltkuppe des Schlossbergs von Stolpen (I. 555); neben dem Plagioklas erscheint mehr oder weniger reichlich, oft sogar ihn an Menge übertreffend xenomorphe Nephelinfülle, neben welcher noch ein farbloses Glas spärlich vorhanden zu sein scheint. Auffallend bleibt es, dass drei verschiedenen Sammlungen entnommene, angeblich von Stolpen stammende Handstücke aus Leucitbasalt bestanden (F. Z., Basaltgest. 1870. 157; Mikr. Besch. 1873. 458; Möhl, Bas. u. Phonol. Sachsens 1873. 17).

Aus *Schlesien* scheinen hierher zu gehören die von Trippke als Feldspathbasalte bezeichneten Punkte, welche aber nach ihm fast alle Nephelin mehr oder weniger reichlich und gut erkennbar enthalten, auch grösstentheils mit kalter Säure gelatiniren: Spitzberg, Georgsberg, Breiteberg und Brechelsberg, aus dem Granit von Striegau hervortretend; Pombsener Spitzberg w. von Jauer; Keuliger Berg bei Deutmannsdorf; Überscharberg bei Landeck; Gröditzberg n.w. von Goldberg, durch Buntsandstein brechend; Geiersberg bei Taschendorf, Cenomanquader durchsetzend; Sirgwitz bei Löwenberg am Bober; Hessberg bei Jauer; Steuberwitz bei Ratibor; Proskau, weissen Kreidemergel durchsetzend; Thomasdorf bei Bolkenhayn, biotitführend.

In *Böhmen* gehören zufolge der Beschreibungen von Möhl zu den Nbn.en (seinen olivin- und plagioklasführenden Nephelinbasalten) die Vorkommnisse vom Kahleberg bei Schneeberg, Worgotsch gegenüber dem Schreckenstein bei Aussig, Mückehahn und Swoikaner Berg bei Böhmisch-Leipa (Die Basalte und Phonolithe Sachsens). — Nach der Beschreibung von Bořicky das Gestein vom Ronberg bei Daun. — Radischer Berg, Ziegenberg, Pollniker Berg, Chlumberg in der Umgegend von Weseritz und Manetin (Hansel). — Steinberg bei Ottendorf, am linken Ufer der Mohra im Troppauer Bezirk (österr. Schlesien), Durchbruch durch Grauwacken und Thonschiefer des Culm, dicht, schwarz, mit grossen serpentinisirten Olivinen; u. d. M. noch Augit, Nephelin (»leistenförmige oder polygonal ausgebildete Mikrolithe«), Plagioklas (angeblich Anorthit), Magnetit und spärlich Biotit, zufolge der etwas fragwürdigen Beschreibung von Scharizer; Sigmund, welcher den Nephelin auch chemisch erkannte, führt keinen Plagioklas auf.

Neben den Feldspath- und Nephelinbasalten der schwedischen Provinz *Schonen* findet sich nach der Beschreibung von Eichstädt bei Hästhallerne auch ein Nbn. mit ausgeschiedenem Olivin; u. d. M. noch scharfbegrenzter Nephelin und reichlicher Plagioklas, gelbbraunes Glas. — In der Nähe von Cartagena in Spanien werden zwei Hügel von Nbn. gebildet (Osann).

Die Gesteine des Basaltgebiets der Elk Head Mountains in *Colorado* scheinen zum grössten Theil zu den Nbn.en zu gehören; sie enthalten Plagioklas und unselbständig contourirten Nephelin neben einander, Augit, meist auch Biotit, Olivin, Magnetit; das ziemlich deutlich körnige Vorkommniss vom Fortification Peak ist äusserlich dem Dolerit von der Löwenburg ähnlich, das vom Navesink Peak mehr anamesitisch; hierher gehört auch das Gestein vom Mt. Weltha und ein Ganggestein am Yampah River s. vom Fortification Peak. Möglicherweise ist noch Melilith vorhanden; Haüyn und Hornblende fehlen (F. Z. 1876). — W. von der Laguna blanca bei der Puerta, im Quellgebiet des Belen, in der argentinischen Provinz Salta, lagert zufolge Stelzner Nbn. deckenförmig über Sandstein.

Auf den *Canarischen Inseln* spielen neben Nephelintephriten auch Nbn.e eine Rolle. Eng mit den Haüyn und Hornblende, auch Titanit haltigen Tephriten verbunden, ist der Basanit der Gegend zwischen Agaété und Risco auf Gran Canaria nur durch seine vereinzelten Olivinkörner unterschieden (Rosenbusch); auch das schwarze durch Augit porphyrische Gestein von La Culata im Tejedathal (Gran Canaria) führt Nephelin, Augit, Plagioklas, Haüyn, etwas Biotit und Titanit, ferner zurücktretende graue Glasbasis, daneben Olivin (Sauer, Unters. über d. phonol. Gest. d. Canar. Ins. 1876. 62, und Rosenbusch). Von K. v. Fritsch wurden diese Gesteine Basanit und Basanitporphyr genannt. — Nbn.e von der Insel Palma beschrieb van Werveke als dichte, häufig plattig abgesonderte, zuweilen blasige und schlackige Gesteine, in denen nur spärlich Augit und Olivin hervortreten; u. d. M. xenomorpher Nephelin, Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit, spärlich Biotit; Glasbasis wurde nur in einem Falle als dünnste Häutchen wahrgenommen. — Auf den *Capverden* kommen neben Nephelinbasalten und Plagioklasbasalten, Nepheliniten und Tephriten auch augitreiche Nbn.e vor, von ganz basaltischem Habitus, bald mit Übergewicht von Nephelin, bald mit solchem von Plagioklas; sie sind namentlich auf S. Thiago verbreitet und führen hin und wieder Glasbasis; bei S. Vincent biotitführend; vielleicht hält ein Theil dieser Gesteine Melilith. Ein Strom vom Pico d'Antonio nähert sich durch seine grünen Augite, zahlreichen Nepheline und spärlichen Olivine den Tephriten.

Hierher gehören ferner von Hyland beschriebene Vorkommnisse von der Südseite des Kibo (Kilimandscharo), wahrscheinlich identisch mit den von G. Rose und Roth erwähnten Trachyten; sie sind ausgezeichnet durch die in der dunkler oder

lichter grauen Grundmasse hervortretenden perlgrauen bis 29 mm langen Feldspathe, welche, sehr an die des Rhombenporphyrs sowie an die von Mügge aus dem n.w. gelegenen Massailand untersuchten erinnernd, zum Natron-Mikroklin oder Anorthoklas (Parorthoklas) gehören (vgl. I. 239, auch Miers im Miner. Magaz. 1886. 10). Die stark einschlussreichen Krystalle bilden die säulenförmigen Combinationen einerseits von *P*, *M*, *T* und *l*, *y*, wobei *M* und *y* stark vorwalten, andererseits von *P*, *T* und *l*, *M*, wobei das Prisma vorherrscht und *M* bis zum Verschwinden zurücktritt; die zweite Combination erscheint auch in Karlsbader Zwillingen mit dem Orthopinakoid als Verwachsungsfläche. Die kleinen Feldspathleisten der Grundmasse sind meist sehr einschlussfrei, an den Enden zerfranst, büschelweise gruppirt. Augit ist zumeist auf die Grundmasse beschränkt, Biotit reichlich, der Nephelin theils automorph, theils xenomorph, Olivin selten makroskopisch zu erkennen.

Karl Vogelsang, Nbn. der Eifel, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 55.

Ed. Möller, Nbn. vom Linsberg und Ulmenstein, Kreis Hünfeld, Rhön, N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 98. 106.

Bücking, Nbn. zwischen Rhön u. Thüringer Wald, Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1880. 163.

Lenk, Nbn. der südl. Rhön, Zur geol. Kenntniss d. südl. Rhön, Inaugural-Dissert. Würzburg 1887. 73.

Sommerlad, Nbn. der Rhön, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 139.

Oebbeke, Nbn. des Knüllgebiets (Hessen), Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1888. 390; vgl. auch H. Wolff, Sitzgsber. phys.-med. Soc. Erlangen. 22. Heft. 1890. 118.

Proescholdt, Nbn. vom Grossen Gleichberg im Grabfeld, Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1883. 176.

E. Geinitz, Nbn. vom Schlossberg bei Stolpen, Sitzgsber. Ges. Isis, Dresden, 1882. 116 u. 1886. 17; ferner Klemm, Sect. Stolpen 1892. 24.

Trippke, B.e Schlesiens, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 145.

Hansel, Über basaltische Gesteine in der Gegend von Weseritz u. Manetin, Böhmen. Pilsen 1886.

Scharizer, Nbn. vom Steinberg bei Ottendorf, österr. Schlesien. Jahrb. geol. R.-Anst. XXXII. 1882. 471. Vgl. auch darüber Sigmund, ebendas. XXXI. 1881. 209.

Eichstädt, Nbn. von Schonen, Sveriges geol. undersökn. Afhandl. och upsattser. Nr. 51. 1882.

Osann, Nbn. der Gegend von Cartagena, Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 721.

F. Zirkel, Nbn. der Elkhead Mts., Colorado, Sitzgsber. sächs. Ges. d. Wiss. 1877. 237. — U. S. geol. explor. of 40. parallel, VI. 1876. 256. — King, ebendas. I. 1878. 656.

van Werveke, Nbn. von Palma, N. Jahrb. f. Min. 1879. 826.

Doelter, Nbn. der Capverden. Zur Kenntn. d. vulk. Gest. u. Miner. d. Capverdischen Inseln. Graz 1882. 40.

Hyland, Nbn. vom Kilimandscharo, Miner. u. petr. Mitth. X. 1889. 248; vgl. auch Rosiwal, Denkschr. Wiener Akad. LVIII. 1891. 483.

Leucitbasanit.

Als Leucitbasanit sind hier, ganz analog den Nephelinbasaniten Gesteine zusammengefasst, welche vorwiegend aus Leucit, Plagioklas, Augit und Olivin bestehen. Über die speciellere Ausbildung der Gemengtheile braucht an dieser Stelle nichts hervorgehoben zu werden; es genügt, auf die Verwandten Leucitbasalt, Nephelinbasanit, Leucittephrit und Leucitit hinzuweisen, sowie auf die folgende ausführlichere Beschreibung der Vesuvlaven.

Streng petrographisch würden zu den Leucitbasaniten zu rechnen sein einige Laven des Laacher-See-Gebiets, welche aber dort von den ganz plagioklasfreien echten Leucitbasaltlaven so wenig getrennt werden können, dass sie auch in der Anführung mit ihnen zusammen belassen worden sind. — Einen typischen Leucitbasanit wies Karl Vogelsang in der kleinen Kuppe auf der östlichen Seite des Felsbergs und der Strasse von Daun nach Dockweiler in der Eifel nach; Plagioklas scheint etwas zu überwiegen. — Aus Böhmen würde hierher gehören das von F. Z. (Basaltgest. 1870. 158) beschriebene Gestein vom östlichen Abhang des Milesehauer; u. d. M. tadelloser Leucit, frischer brauner Augit, spärlicher Nephelin und sehr deutlicher Plagioklas in nicht eben geringer Menge (möglicherweise auch etwas Sanidin) und halbumgewandelter Olivin; ausserdem braune Glasstellen und schöne Netzwerke von dickeren und feineren bräunlichschwarzen Trichiten. — Clements nennt aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen: Fuss des Galgenbergs n.ö. von Waltsch, Nordseite des Spitzbergs bei Radonitz (leucitarm), dritte Terrasse von der Nordseite des Burbergs bei Kaaden.

Hauptsächlich zu den Lbn.en (wenn nicht in Folge des anscheinend oft unerheblichen Plagioklasgehalts zu den Leucitbasalten) scheinen die von Branco untersuchten Producte der acht Vulkane des Herniker-Landes bei Frosinone in Mittelitalien zu gehören. Die feinkörnigen Laven sind bald lichter und enthalten dann makroskopisch hellgrüne Augite nebst zahlreichen Olivinen, bald, und zwar seltener dunkler, dann mit schwarzen pleochroitischen Augiten und weniger oder keinem ausgeschiedenen Olivin. U. d. M. Leucit und Augit fast zu gleichen Theilen, viel Magnetit, nicht selten Nephelin, vielleicht auch etwas Sanidin; Plagioklas in gewissen Laven regelmässig vorhanden, in anderen seltener; Olivin kommt so ziemlich in allen diesen Laven vor, aber oft in ungleicher Vertheilung, so dass dieselben stellenweise zu den Leucittephriten hinneigen. Apatit, Biotit nicht häufig. Bei der Zersetzung der Laven tritt der Leucit als zahlreiche weisse Pünktchen hervor Speciale erhielt bei der Analyse der Lava von Pofi, s.ö. von Frosinone: 47,64 SiO_2, 18,52 Al_2O_3, 6,44 Fe_2O_3, 1,19 FeO, 11,66 CaO, 2,41 MgO, 10,05 K_2O, 1,82 Na_2O, 0,56 Glühverlust, 0,52 P_2O_5, 0,30 CuO, Spuren von Mn, Li, Ba (spec. Gew. 2,81); in der von Giuliano nur 5,42 K_2O auf 1,02 Na_2O. — Lbn.e von poröser grauer Grundmasse und doleritähnlichem Habitus treten, mit Leucittephriten verbunden, in der Umgegend des Bolsener Sees auf (Valentano, Toscanello); ausgeschieden sind Augit, Olivin und Leucit, der zurücktretende Feldspath steckt in der Grundmasse; die an Augit reichen Gesteine haben nur 2—5 K_2O, 1—2 Na_2O, dagegen bis 22 % CaO und MgO (C. Klein).

Nach den hier vorgenommenen Gruppirungen ist es zweifellos, dass die Laven des Vesuvs zu den Leucitbasaniten zu rechnen sind. Alle bisher untersuchten Vesuvlaven, sind Gemenge von Leucit, Augit, Plagioklas, Olivin und

Magnetit mit sehr wechselnder Menge von glasiger Basis; viele Laven führen auch Nephelin, der aber anderen fehlt; accessorisch erscheinen hier und da Sanidin und Biotit. Unter den constant vorhandenen Mineralien zeigen Olivin und Plagioklas wohl die meisten Schwankungen in der Betheiligung. Makroskopisch ist gewöhnlich bald fast nur Leucit, bald fast nur schwarzer oder grüner Augit, bald sind beide sichtbar; nur selten treten Olivin, Plagioklas, Biotit, Sanidin, Magnetit erkennbar hervor, Nephelin, wie es scheint, nie. Blos auf Poren und Hohlräumen, mit Sicherheit nicht in der Gesteinsmasse nachgewiesen, finden sich Hornblende, Sodalith, Granat. Die makroskopische Beschaffenheit der Vesuvlava fällt oft bei einem und demselben Strom in verschiedener Tiefe unter der Oberfläche und in verschiedener Entfernung von seinem Ausflusspunkt recht abweichend aus. Die compacte Lava ist bald von steinartig dichter Beschaffenheit, bald ein ziemlich grobkörniges Gemenge, vielfach von etwas sandähnlichem Bruch, bald der Hauptsache nach von obsidianähnlich glasartiger Natur mit allen Übergängen dazwischen, während an der Oberfläche die Masse in schwammigen, porös schlackigen Formen erstarrte. Über den Unterschied von »Schollenlava« (Blocklava) und »Fladenlava« (Lava a superficie unita), s. I. 552. — Die praehistorischen Laven des Monte Somma unterscheiden sich in der mineralischen Zusammensetzung nicht wesentlich von den historischen des Vesuvs; im Allgemeinen haben in ihnen die Leucite stellenweise etwas grössere Dimensionen, auch scheint in ihnen die Glasbasis etwas blasser zu sein; über magmatische Perimorphosen von Sanidin und Nephelin nach Leucit vgl. I. 725. — Im Vergleich mit den Laven des Albaner Gebirges (z. B. Capo di Bove, Vallerano bei Rom) wird für den Vesuv der erhebliche Gegensatz bedingt durch das Auftreten von Plagioklas und Olivin, durch die Abwesenheit des Meliliths, sowie durch die Gegenwart von Basis.

Bei den in historischer Zeit geflossenen Vesuvlaven spricht sich die Hauptverschiedenheit der mikroskopischen Beschaffenheit weniger noch in dem relativen Mengenverhältniss der Mineralien als vielmehr in dem Vorwalten oder Zurücktreten der bräunlichen (oder grünlichen) Glasbasis aus. Dieselbe ist meistens reichlicher oder lockerer erfüllt mit nadelförmigen und stachelartigen Mikrolithen, welche theils dem Augit, theils dem Feldspath, möglicherweise auch hin und wieder dem Nephelin, aber gewiss nicht, wie vom Rath, vielleicht durch Wedding verleitet, meint, einem meionitähnlichen Mineral angehören. Reich an solcher Glasmasse waren z. B. die untersuchten Laven von 1858 und 1822, ziemlich reich die von 1871 und März 1872, viel ärmer die von 1868 und April 1872; doch ist dieser Befund selbstredend von der Wahl der Stücke abhängig. Ohne Spur einer selbständigen Basis, durch und durch körnig, befand Rosenbusch die Laven von 1749 und 1760. In der von 1878 gewahrte Hansel stellenweise eine ganz farblose Glasbasis mit den sonst so seltenen Globuliten, nämlich da, wo in schlackiger Lava sich feine Fäden und Häutchen von einer Glaswand zur anderen ziehen. Die älteren aschgrauen Laven mit den grossen Leuciten erweisen sich arm an hier vorzugsweise farblosem Glas.

Die grösseren Leucite sind im Gegensatz zu den kleineren schärferen gewöhnlich unregelmässiger begrenzt, verzerrt und verzogen, vielfach nicht allseitig unmittelbar von der Grundmasse umgeben, auch wohl nur als Bruchstücke vorhanden; manchmal werden sie aus mehreren förmlich aneinander gesinterten Individuen

zusammengesetzt, wobei mitunter äusserlich der Leucitumriss erzielt wird. Hin und wieder ist selbst die Hälfte eines Leucits aus einem einfachen Individuum gebildet, die andere aus mehreren Körnern zusammengeschweisst. Damit darf nicht die Erscheinung verwechselt werden, dass Leucite auseinandergesprengt und von schmalen Streifen der Glasmasse wieder verkittet sind. Kreutz beobachtete in den Laven von 1881 und 1883 kugelförmige radialstrahlige Leucitaggregate, indem um einen grösseren Krystall viele kleinere eine gewölbeartige Zone bilden und gegen das Centrum des Aggregats schmäler, in der Radiusrichtung gestreckt sind. Ausserordentlich reich an Leuciten waren z. B. die Laven von 1717 und 1832, auch von 1822 und 1858; sie sind stellenweise so massenhaft ausgeschieden, dass die einzelnen benachbarten nur durch eine ganz dünne Scheidewand von Glas von einander getrennt werden. Bisweilen wird das Glas nach den farblosen Leuciten zu immer dunkler gefärbt, entfernter davon zusehends lichter. Als mikroskopische Einschlüsse in den Leuciten erscheinen Partikel reinen Glases, manchmal ausgezeichnet in der körperlich hervortretenden Ikositetraëderform, sowie dunkle halbentglaste Schlackenkörner, Kryställchen, Körner und Mikrolithen von grünlichem Augit, farblose Feldspathmikrolithen, Magnetitkörner. Die Einlagerung dieser fremden Gebilde fällt sehr verschieden aus; bald liegen sie regellos umhergestreut, kreuz und quer, bald in der bekannten gesetzmässigen Anordnung zu centralen Häufchen, zu einfachen oder doppelten Kränzchen, auch wohl radspeichenähnlich-radial. Sowohl von Kreutz als von Fuchs wird für die Leucite der Lava von 1868 die fast durchgängig regelmässige Interponirung hervorgehoben; sehr zierlich gruppirte Einlagerungen weist auch der Leucit der Lava von 1822 auf, während in demjenigen der Eruption von 1878 concentrische Anordnung nur wenig deutlich hervortritt. Als reich an Glaseinschlüssen werden namentlich die Leucite von 1832, 1858 und vom April 1872 angegeben. Dampfporen, einzeln oder perlschnurartig gereiht, sind vielfach vorhanden.

Die sehr gut spaltbaren Augitdurchschnitte haben meist eine Farbe zwischen bräunlich und grünlich, doch wohl mehr zum letzteren hinneigend, und sind im Ganzen etwas regelmässiger ausgebildet als die Leucite (Augite mit ausgebrochenen wie zerfressenen Rändern liegen in der Lava von 1871). Auch sie führen rundliche und fetzenartige Glaseinschlüsse, bisweilen durchzieht selbst ein vielfach verästeltes Glasgeäder die Augitsubstanz. Farblose Leucitchen werden manchmal vom Augit meist nahe den äusseren Rändern umschlossen, z. B. Laven von 1822, 1871; Hansel fand dem Augit in der Lava von 1878 Olivinkryställchen eingelagert, auch beobachtete er daran schöne Schalenstructur (I. 766). Grünliche und blassere Augitmikrolithen sind weit verbreitet. In den Laven von 1881 und 1883 ist zufolge Kreutz der Augit spärlicher als Plagioklas.

Schön gestreifter Plagioklas wurde zuerst 1868 von F. Z. u. d. M. in den Laven von 1822 und 1858 wahrgenommen — im Gegensatz zu der damals verbreiteten Ansicht, dass er und Leucit einander ausschliessen — und später als regelmässig vorhandener Gemengtheil anerkannt. Der makroskopischen Beobachtung pflegen sich die triklinen Feldspathe zu entziehen. Sehr reich an Plagioklasen sind z. B. die Laven von 1881 und 1883. Die grösseren bestehen oft aus zwei verhältnissmässig breiten Lamellen, von denen die eine eingeschaltet schmälere Lamellen enthält, die häufig nur bis zur Mitte laufen; manchmal sind auch mehrere Lamellen von gleicher Breite, aber von verschiedener Länge verzwillingt. Die leistenförmigen Durchschnitte umzingeln wohl in tangentialer Stellung die Leucite. Die von Vogelsang (Philos. d. Geologie 1867. 161) als »Mikrolith-, vielleicht Meioniteoncretionen« gedeuteten und abgebildeten Zusammenballungen mit zonaren Einschlüssen aus der Lava von Cisterna sind gemäss J. Roth radialstrahlige Gruppirungen von Plagioklas.

In manchen Plagioklasen wimmelt es ebenfalls von Glaspartikeln, welche meist mit einer Längsaxe versehen, damit der Lamellenrichtung parallel liegen. Einmal wurde Leucit im Plagioklas gefunden. Zum Plagioklas zu rechnen sind auch die vielverbreiteten zarten rhombischen Täfelchen (oder Rhomben mit abgestumpften spitzen Ecken), die früher als Sanidin galten, bis Penck (Z. geol. Ges. XXX. 1878. 100) ihre trikline Natur nachwies; sie legen sich auch zu zierlichen Zwillingen zusammen und zeigen Übergänge in grössere Plagioklase. Die Rhomben zeigen dem Beschauer ihre *M*-Flächen, die Contouren werden bei ihnen gebildet durch *P* und *x* (ca. 51°); gesellen sich noch als Abstumpfung *T* und *l* hinzu, so erscheint ein anscheinend ziemlich symmetrisches Sechseck (*P*: *T*/*l* = ca. 116°), auch *y* tritt auf. Kreutz erwies, dass bei diesen höchst dünnen Blättchen auf der *M*-Fläche die Auslöschungsschiefe zur Kante *P*/*M* ca. 38°, die des Anorthits beträgt, was später durch Sinigallia bestätigt wurde; vgl. auch die Angaben von Rinne hierüber und über andere skelettartige Wachsthumsformen im N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 280. In den noch für Sanidin gehaltenen Rhomben der Lava vom März 1872 will Inostranzeff im Centrum eine stark lichtbrechende Flüssigkeit mit einer Libelle beobachtet haben; für die liquide Natur wird allerdings keinerlei Argument angegeben. — Mit HCl behandelte Plagioklase werden stark angegriffen und trübe mit verschwächter Polarisationsfarbe. Über die Natur des Plagioklases besitzen wir genauere Feststellungen nur durch Kreutz an den Laven von 1881 und 1883; darnach ist er hier vorwiegend Anorthit (Auslöschungsschiefe auf 0P = 46° — 36°), welcher sowohl selbständig auftritt, als verzwillingt mit Zwischengliedern zwischen Anorthit und Labradorit (A.-Sch. 30°—18°); auch kommen Krystalle vor, deren Kern Anorthit ist, deren Hüllen jene Zwischenglieder sind; ferner selbständige Zwillinge von jenen Zwischengliedern, namentlich solchen, die dem Anorthit nahe stehen.

Nephelin wurde zuerst von Rammelsberg in der Vesuvlava von 1858, welche sich in den Fosso grande ergoss, als wesentlich nachgewiesen; beim Behandeln ganzer Stücke Lava mit kalter HCl gewahrte er in der weissen lockeren Masse schon mit blossem Auge viele weisse perlmutterglänzende sechsseitige Tafeln des Minerals mit *P* (125° 12′ Mittelkante und 117° Neigung gegen 0P); auf das Vorhandensein des Nephelins verwies auch der Umstand, dass die gepulverte Lava stark mit HCl gelatinirte. F. Z. fand zuerst mikroskopischen Nephelin, meist nicht sonderlich gut selbständig begrenzt, in den Laven von 1822, 1858, 1779, auch in manchen anderen ist er beobachtet worden; nach Inostranzeff soll Nephelin in den Laven vom Sept. 1871 und März 1872, gemäss Miner. Mittheil. 1872. 104 nicht vorkommen, was aber ebendas. 106 widerrufen wird. Nephelinfrei ist zufolge Hansel die Lava von 1878, auch Kreutz erwähnt das Mineral nicht in der ausführlichen Beschreibung der Laven von 1881 und 1883.

Olivin ist bis jetzt u. d. M. fast immer gefunden, meist recht frisch, oft sehr einschlussarm (andererseits auch Magnetit, Augit, selbst rhombische Feldspathtäfelchen einschliessend); Kreutz beschrieb viele Wachsthumsformen, tief gegabelte Säulchen mit scharfen keilförmigen Einkerbungen, doppelt sichelförmige Gestalten mit stark nach auswärts schweifartig umgebogenen Gabelzweigen, an denen manchmal aussen und innen Borsten sitzen, Durchschnitte mit briefcouvertartiger Zeichnung, echte Mikrolithen; vgl. auch die Beschreibungen und Abbildungen von Olivinskeletten durch Rinne im N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 273. Relativ sehr reich an Olivin sind die Laven von 1848, 1878; in denen von 1881 und 1883 soll nach Kreutz das Mineral, was die Zahl der Individuen (nicht die Masse) betrifft, gar noch etwas reichlicher sein als Augit; in der Lava vom Juni 1891 konnte Matteucci Olivin (und Nephelin) nicht beobachten. Kalle erhielt bei der Analyse vesuvischen Olivins die Zusammensetzung: $7\,MgO + 1\,FeO + 4\,SiO_2$.

Dem Sanidin kommt nur der Charakter eines bisweilen vorhandenen und dann blos ganz accessorischen Gemengtheils zu; äusserst selten ist er in den Laven von 1881, 1883, wohl gänzlich fehlt er in 1832, 1855 u. a. — Häufiger, aber doch ohne besonders hervorzutreten, ist der Biotit, z. B. verhältnissmässig reichlich in den Laven von 1737, 1805, 1809, 1866, 1868 und April 1872. — Magnetit findet sich in der üblichen Weise. — Apatit als Einschluss in anderen Gemengtheilen, auch selbständig in der Glasbasis, recht reichlich in der Lava von 1760 und denen von 1881 und 1883. — Von blauem Haüyn wurde einmal ein kleines Korn beobachtet. Zirkon fand Rosenbusch in glasiger Lava des Vesuvkraters vom April 1881 (Atti accad. di Torino XVI. 1881). — In der Lava vom Piano delle Gineste aus dem Jahr 1822 beobachtete L. Sinigallia Körner und wohlumgrenzte Krystalle von Hornblende (hellbraun und grünlich pleochroitisch), welche jedenfalls überaus selten ist; das untersuchte Stück enthielt auch unregelmässig zerstreute Biotitfetzen, keinen Olivin. — Kleine braunrothe rundliche tropfenähnliche Körner in der Lava vom Frühjahr 1872 hält v. Lasaulx für Granat. — Die u. a. von Hull gemachten Angaben über die Gegenwart von Meionit, Quarz (Hornblende) in der Lava sind irrthümlich; auch beruht H. Vogelsang's Anführung von Meionitconcretionen (wie oben angeführt) ohne Zweifel auf nicht richtiger Deutung.

Was die vermuthlich vorwiegend unter Beihülfe von sublimirenden Gasen gebildeten Mineralien auf Poren betrifft (vgl. z. B. darüber die Beobachtungen Scacchi's mitgetheilt von vom Rath, Z. geol. Ges. XXIV. 493), so ist Sodalith z. B. sehr reichlich in der Lava von La Scala bei Portici (1631), bis fast 1 mm gross, aber auf die Poren beschränkt, nicht, wie Fuchs meinte, auch in der Masse selbst vorhanden; häufig auch in der von 1717. Sehr kleine braune Granaten, theils als Körner, theils als Krystalle beobachteten Fuchs (1868) und Scacchi (1839 und 1822) auf Klüften. Auch die Hornblende, die bisweilen als Nadelgespinnst die Klüfte überzieht, pflegt der Lava selbst fremd zu sein. Die Augite der Poren erweisen sich auch durch ihre braungelbe Farbe als von den grünlichen der Lavamasse verschieden. Aufsitzend auf einem Lavastück der Eruption von 1872 fand Krenner kleine Kryställchen von Pseudobrookit.

Bisweilen ist es am Vesuv zur Bildung eines förmlichen Leucitbasanit-Obsidians gekommen (vgl. J. Roth, der Vesuv S. 257). Diese glasreichen Modificationen, welche L. Sinigallia sehr anschaulich beschrieb, kommen auf verschiedene Weise vor. Einestheils gibt es Laven (z. B. von 1753 und aus dem Anfang von 1809), welche wenigstens an ihrer Oberfläche durch ihre ganze Masse gleichmässig und reichlich Glas führen. In dem glänzend schwarzen Glas der von 1753 treten makroskopisch bis erbsengrosse Leucite und Augite hervor; im Dünnschliff wird das Glas gelblichbraun und darin liegen Leucite (bis unter 0,03 mm Durchmesser, modellgleich scharf, oft mit eingetieften Flächen und rippenartig hervortretenden Kanten), Augite (vgl. I. 752), Olivine, Plagioklase (auch als ganz dünne rhombische und sechsseitige Täfelchen, nach dem optischen Verhalten Anorthit) und Apatit. Magnetit tritt hier weder im Glas, noch in Gemengtheilen auf, erscheint aber in der Glaslava von 1809. — In anderen Laven ist das Glas als pechglänzende, zackig umrandete Körner oder Flecken bis zur Länge von 1,5 cm und darüber vorhanden. Heim erwähnt bei solchen Partieen schwarzbraunen Glases in Blöcken vom April 1872 in der Mitte einen Blasenraum. Diese an Ausscheidungen meist sehr armen Glastümpel sind u. d. M.

oft in der Mitte dunkler als am Rande; wo an ihren Saum Mineralindividuen grenzen, da sitzt auf deren Oberfläche, in die hellere Glaszone hineinragend, wohl ein brauner Filz aus zahlreichen kurzen dünnen Nädelchen mit dazwischen liegenden Körnchen, deren Bündel Pleochroismus zeigen; diese Nadeln, welche auch um inselförmig im Glas liegende Krystalle sitzen, möchte Sinigallia dem Titaneisen zurechnen. — Weiterhin erscheint das örtlich angehäufte pechschwarze Glas noch als dickere Krusten auf glasärmerer, mehr steiniger Lava; an solchen Vorkommnissen beobachtete Sinigallia auch eine vorzügliche perlitische Absonderung in kirschengrosse schwarze Glaskugeln. — Am Monte Somma sind Bimssteine häufig, welche aber Leucit nur mikroskopisch enthalten, während Sanidin, Augit, Biotit wohl grösser hervortreten. Ein vesuvischer sehr poröser, weisser Bimsstein ohne Ausscheidungen, von Pompeji herstammend, wurde von Fouqué untersucht; u. d. M. liegen im farblosen oder schwach gelblichen blasigen Glas höchst zahlreiche Leucite (von ca. 0,02 mm Durchmesser, schätzungsweise ihrer 2000 auf der Oberfläche von 1 qmm), ferner auch flaschengrüner Augit, sehr wenig schwarze Hornblende, noch weniger farbloser Feldspath (anscheinend monoklin), Magnetit, Biotit und vielleicht Olivin in verschwindender Menge (Comptes rendus 12. Oct. 1874). Damit stimmen die Beobachtungen von Sinigallia ganz überein, welcher u. a. die in unzählbaren Schaaren in diesen Bimssteinen vorhandenen kleinsten Leucite mit einer rauhen Körnelung oder Zottelung von hellgelbbrauner Farbe (vielleicht Titaneisen) bedeckt fand, die Spärlichkeit des Olivins und Plagioklases betont und ganz vereinzelte grosse eckige Melanitkörner wahrnahm.

Über die den historischen ganz ähnlichen älteren Laven des Monte Somma vgl. die ausführlichen Untersuchungen von J. Roth in Abhandl. Berliner Akad. 1877. 13. Auch die bisweilen mit Glassalbändern versehenen Ganggesteine in den Sommatuffen unterscheiden sich nicht wesentlich von den Laven. Eigenthümlich ist das compacte hellfarbige Gestein von der Sciappa piccola am ö. niedrigen Sommarand: in weisser körniger Hauptmasse grosse Augite, kleine Olivine, etwas Biotit, Magnetit; u. d. M. besteht jene Hauptmasse ganz aus schlecht begrenzten Leuciten, welche neben Mikrolithen, Augiten, Olivinen auch Plagioklase und Sanidine einschliessen; Sanidin reichlicher als Plagioklas, wohl auch Nephelin vorhanden (Roth).

Von den verschiedenalterigen Vesuvlaven liegen sehr zahlreiche Analysen vor; namentlich C. W. C. Fuchs und Haughton haben eine grosse Menge derselben veranstaltet. Ein wichtiges Ergebniss ist, dass dieselben eine sozusagen durchaus gleiche chemische Zusammensetzung besitzen: die älteste analysirte Lava von 1036 stimmt mit denen der letzten Jahrzehnte fast ganz genau überein. Diese grosse chemische Ähnlichkeit ist überdies trotz des abweichenden Aussehens vorhanden, denn die untersuchten Proben waren abwechselnd theils recht krystallinisch, theils recht glasreich; auch die Gegensätze in der Betheiligung der einzelnen Mineralien kommen, obschon sie der Beschreibung nach manchmal nicht unerheblich sind, in den chemischen Analysen nur wenig zum Ausdruck (vgl. I. 744). — Roth berechnete, ohne Rücksicht auf TiO_2, P_2O_5, Cl, Fl, H_2O

und Glühverlust das Mittel aus den 27 Analysen von Fuchs, einschliesslich zweier Analysen von Rammelsberg, zu I, das ebenso erhaltene Mittel aus den 20 Analysen von Haughton zu II, während III das Mittel aus allen 49 Analysen ist.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO (MnO)	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
I.	47,80	19,77	6,27	4,09	9,26	4,50	5,61	2,70
II.	47,84	17,93	4,20	6,15	9,76	4,31	7,20	2,61
III.	47,82	18,85	5,24	5,12	9,51	4,40	6,41	2,65

Das mittlere spec. Gew. = 2,77. Fuchs gibt mehrere Analysen als ganz wasserfrei an, in denen von Haughton beträgt der Wassergehalt im Minimum 0,08, im Maximum 0,48 %; die überhaupt bestimmte TiO_2 geht in diesen Analysen von 0,21 bis 0,34, P_2O_5 von Spur bis 0,16, Cl bleibt meist unter 0,3 %. Analysen von Ricciardi geben auffallend hohen Gehalt an P_2O_5, stellenweise über 2 %; Mn, allerdings gewöhnlich nur qualitativ nachweisbar, enthalten nach Fuchs die meisten Laven. Ricciardi fand in 4 Vesuvlaven V_2O_3 von 0,0063 bis 0,013 %. — Der grosse Leucitgehalt spricht sich in dem Vorwalten von K_2O aus; da wohl auch der Leucit nicht ganz natronfrei ist, Na_2O ferner von dem Nephelin beansprucht wird, sodann vielleicht auch an der Glasbasis Theil hat, so bleibt für den Plagioklas kaum etwas übrig. Die am meisten in den Analysen eines und desselben Analytikers schwankenden Stoffe sind MgO und Na_2O. Die Extreme der SiO_2 sind in obigen sämmtlichen Analysen 46,36 und 50,17 %. Ganz aus dem Rahmen aller übrigen Analysen heraus fällt eine solche von Silvestri (Comptes rendus Bd. 66. 1868. 678); für einen kleinen Strom des Gipfelausbruchs im December 1867 gibt er u. a. nur 38,89 SiO_2, gar 17,70 CaO und 10,0 Na_2O, dagegen blos 1,19 K_2O an. — Der Versuch, die Quantitäten der Gemengtheile zu berechnen, scheitert an der Unbekanntschaft mit der jeweiligen Zusammensetzung derselben und der Glasbasis. Eine Analyse einer Lava und des Glases daraus s. I. 673 (13 und 13a).

Vom Aschenfeld an der Südostseite des Kibo (Kilimandscharo) stammt ein durch Hyland zum Leucitbasanit gerechnetes Gesteinsstückchen; stark glänzender Natronmikroklin (Anorthoklas), wie in dem benachbarten Nephelinbasanit (S. 11), tritt in dichter mattröthlicher Grundmasse hervor; letztere besteht aus vielen kleinen Leuciten (bisweilen höchst scharfe Achtecke liefernd, bis auf die klare Peripherie stark mit Einschlüssen erfüllt, selten bis 0,155 mm gross), schmalen Feldspathleisten, Augiten, nicht reichlichem Olivin; HCl zersetzt nach 33-stündigem Kochen 42,8% des Gesteins, die Lösung hält 6,22 K_2O, 6,8 Na_2O.

Einen eigenthümlichen Leucitbasanit erwähnt Hussak als Gang im Granit, s. von Xiririca, s. São Paulo, dicht schwarz, mit grossen dunkeln Augiten und vereinzelten erbsengrossen weissen Gebilden, welche bald rundliche, bald 6- und 8-eckige Durchschnitte liefern. U. d. M. zeigt sich, dass es Aggregate von mehr oder weniger in Analcim umgewandelten Leuciten (häufig mit Kornkränzchen) sind, die durch Grundmasse mit einander verkittet werden. Ausser diesen Aggregaten kommen noch isolirte, bis 2 mm grosse Leucite vor. Die Gesteinsgrundmasse wird gebildet aus Säulchen von Plagioklas und Augit, Biotitblättchen und Magnetit, auch treten grössere Olivine hervor.

Ein sehr sonderbares erratisches Gestein, nach den Gemengtheilen wohl zu den Leucitbasaniten zu stellen, beschrieb v. Chrnstschoff aus der Nähe des Vulkans Cerro de las Virgines in Untercalifornien (112° 55′ westl. v. Greenw., ca. 27° 55′ nördl. Br.); schmutzig-aschgraue Grundmasse mit braunschwarzen runden obsidianartigen Stellen von ca. 4 mm Grösse, helleren Flecken, welche sich unter der Loupe als Leucitaggregate auflösen, und schlecht hervortretenden Augiten; die einschlussreichen Leucite zeigen sehr deutlich polysynthetische Zwillingsbildung; u. d. M. erscheint Leucit, ebenfalls einschlussreicher grüner Augit, reichlich Plagioklas, Olivin, Nephelinfülle, Magnet- und Titaneisen, Biotit, staubiger Apatit; fraglich sind Melilith und Sanidin; die Grundmasse enthält auch dünne Häutchen von farblosem trichitreichem Glas. Die erwähnten dunkelbraunen, ganz homogenen Glasflecken werden für Producte localer secundärer Anschmelzung gehalten. In den Analysen sind die Alkalien mit einander verwechselt; aus grossem Natronreichthum wird unbegreiflicher Weise auf die Anorthitnatur des Plagioklases geschlossen. — Über Leucitbasanit, der in Verbindung mit Tephrit u. a. Leucitgesteinen auf Java auftritt, vgl. S. 32.

Karl Vogelsang, Leucitbasanit in der Eifel, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 55.
Clements, Lbn. des Duppauer Gebirges, Nordböhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. XL. 1890. 335.
Branco, Laven des Herniker Landes, Mittelitalien, N. Jahrb. f. Min. 1877. 581.
Speciale, Analysen von Laven um Frosinone, Boll. r. com. geol. d'Italia 1879. 302.
C. Klein, Lbn.e der Umgegend des Bolsener Sees, Sitzgsber. Berliner Akad. 1888. 102.
Vesuvlaven:
Ch. Ste.-Claire Deville, Lava v. 1855, Bull. soc. géol. (2) XIII. 1856. 612.
Wedding, Lava v. 1631, Z. geol. Ges. X. 1858. 380.
Rammelsberg, mineral. Zus. d. Laven u. Nephelin in denselben, Z. geol. Ges. XI. 1859. 499.
F. Zirkel, mikrosk. Zus. d. Laven v. 1822, 1858 u. s. w., Z. geol. Ges. XX. 1868. 98. 105.
C. W. C. Fuchs, min. u. chem. Unters. d. Vesuvlaven, N. Jahrb. f. Min. 1866. 667. — 1868. 552. — 1869. 42 u. 168.
F. Kreutz, Lava v. 1868, Sitzgsber. Wiener Akad. LIX. 1869.
F. Zirkel, Leucit mit radialen Einlagerungen, N. Jahrb. f. Min. 1870. 810.
Morawski u. Schinnerer, Lava v. 1871 (anal.), Verh. geol. R.-Anst. 1872. 161.
Inostranzeff, Laven v. 1871 u. 1872, Min. Mitth. 1872. 101.
v. Lasaulx, Leucit mit Kreuzbalken-Structur, N. Jahrb. f. Min. 1872. 408.
Heim, Obsidianbildung in Vesuvlava, Z. geol. Ges. XXV. 1873. 36.
G. vom Rath, Auswürflinge v. 1872, Z. geol. Ges. XXV. 1873. 209.
Hanghton und Hull, chem. u. mikr. Unters. d. Vesuvlaven, von 1631—1868, Transact. of r. irish academy XXVI. 1876. 49; vgl. die Kritik von Rammelsberg, Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 439.
Cl. Ward, Lava v. Torre dell'Annunziata, Quart. journ. geol. soc. XXXI. 1875. 393.
V. Hansel, Lava v. 1878, Min. u. petr. Mitth. II. 1880. 419.
F. Kreutz, Laven v. 1881 u. 1883, Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 133.
Lagorio, Glaslava u. Lava v. October 1882, Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 475. 485.
Matteucci, Lava v. Juni 1891, Atti r. accad. d. scienze fis. e mat. di Napoli, 7. Novbr. 1891.
L. Sinigallia, glasreiche Vesuvlaven, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 1891. 417.

Hyland, Lbn. vom Kilimandscharo, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 261.
Hussak, Lbn. von Xiririca, Brasilien, N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 155.
v. Chrustschoff, Lbn. aus Untercalifornien, Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 160.

Nephelintephrit.

Mit dem Namen Tephrit bezeichnet man zur Zeit tertiäre effusive Massengesteine, welche als wesentliche Gemengtheile Plagioklas und Nephelin, oder Plagioklas und Leucit, oder Plagioklas nebst den beiden anderen Mineralien zusammen enthalten; dazu gesellt sich aus der Gruppe der Bisilicate an erster Stelle der Augit; Quarz fehlt ihnen gänzlich und Olivin ist auch aus diesen eigentlichen Tephriten ausgeschlossen. Nach dem Gehalt an farblosem eisenfreiem Thonerdesilicat kann man demzufolge unterscheiden: a) Nephelintephrit; b) Leucit-Nephelintephrit; c) Leucittephrit. Doch ist von den beiden Mineralien Nephelin und Leucit gewöhnlich das eine oder andere derart vorherrschend, dass die an mittlerer Stelle genannte Abtheilung kaum eine Selbständigkeit besitzt. — Unter den altvulkanischen Gesteinen ist eine den Tephriten entsprechende Mineralcombination nicht bekannt.

Den alten Namen Delametherie's Tephrine (von τεφρός, aschfarbig), der sich wohl auf aschenfarbige etwas zersetzte trachytische Gesteine bezog, ersetzte zuerst 1865 v. Fritsch durch den kürzeren Tephrit: »es dürfte sich empfehlen, bei augitreichen Gesteinen die Leucitophyre, Haüynophyre und Nephelinite gemeinsam als »Tephrite« (welcher Name Bezug nimmt auf die bei der Verwitterung meist hervortretende aschgraue Farbe) von den übrigen basaltischen Felsarten abzutrennen«, wie man auch die Leucit, Nephelin, Nosean führenden trachytischen Felsarten von den übrigen als Phonolithe abtrennt (N. Jahrb. f. Miner. 1865. 663). In ihrer geologischen Beschreibung der Insel Tenerife (1868) bezeichnen dann v. Fritsch und Reiss als Tephrit etwas näher solche namentlich auf den Canaren vorkommende ganz schwarze, aber durch die Verwitterung sehr stark ausbleichende, daher aschgrau werdende Gesteine von sehr feinschuppiger Grundmasse, welche wesentlich aus Kalkplagioklas, Augit oder Hornblende und Nephelin oder Haüyn bestehen. Damit war der sowohl von den Basalten (in Folge des Olivinmangels), als von den Trachyten und Phonolithen abweichende Charakter in der That richtig erkannt; die eigentliche Annahme und Weiterverbreitung des Namens Tephrit ist aber auf Rosenbusch zurückzuführen, welcher der Felsart in dem oben angegebenen Sinne in seinen Massigen Gesteinen 1877 als einer selbständigen ein besonderes Kapitel widmet.

Äusserlich erscheinen die Tephrite, von denen hier zunächst im Allgemeinen unter Einschluss der Leucittephrite die Rede sein soll, entsprechend ihrer mittleren Stellung, bald mehr wie helle Basalte ohne Olivin, bald recht phonolithähnlich oder etwas fettglänzend-schimmernd; vielfach sind sie ganz frei von grösseren Ausscheidungen, anderswo erscheinen porphyrisch Plagioklas,

Augit, Hornblende, Biotit, Haüyn oder gewisse dieser Mineralien. U. d. M. treten lamellirte Plagioklase wohl als etwas grössere Individuen aus dem übrigen Gesteinsgewebe hervor; sie sind meist tafelförmig nach dem Klinopinakoid, durch ihr häufiges zonares Wachsthum sowie den Gehalt an zonenweise vertheilten Glaseinschlüssen im Ganzen mehr von andesitischem als von basaltischem Gepräge. Ausserdem betheiligt sich auch der Plagioklas als ganz kleine schmale spärlich lamellirte und einschlussfreie Leistchen an dem übrigen Rest der Grundmasse. Es sind wohl meist recht basische Natronkalkfeldspathe (nicht Kalknatronfeldspathe, wie Rosenbusch angibt); die ausgeschiedenen scheinen nach ihrer Auslöschungsschiefe und dem Verhalten gegen Säuren noch etwas basischer, wenigstens im Kern, zu sein. — Der fast immer blos auf die Grundmasse beschränkte und makroskopisch nicht hervortretende Nephelin ist, wie in den Nepheliniten, Nephelinbasalten und -basaniten nur hier und da mit selbständiger Umgrenzung versehen, welche dann wohl deutlicher in dem geätzten und mit Fuchsin behandelten Schliff hervortritt; sehr häufig gibt sich hier (wie bei den oben angeführten Gesteinen, auf welche verwiesen wird) der Nephelin aber auch nur kund als sog. Fülle, als farblose, schwach bläulich polarisirende Partieen, die im Dünnschliff gelatiniren und in der Gallerte zur Bildung reichlicher Chlornatriumkryställchen Anlass geben. Sollten sehr basische Feldspathe etwa auch zum Gelatiniren kommen, so könnten diese doch jene Kochsalzwürfelchen nicht erzeugen. Schwieriger ist es daher, bei dem Dunkelbleiben gewisser Nephelinpartieen mit senkrechter Hauptaxe zwischen gekreuzten Nicols, diese von einer etwa vorhandenen gleichfalls natronreichen und zersetzbaren hellen Glasmasse zu unterscheiden. Der Nephelin zeigt auch hier, wie z. B. bei den Phonolithen Umwandlung in zeolithische Substanz.

Der Leucit ist in den Leucittephriten entweder nur in der Grundmasse entwickelt oder in selteneren Fällen daneben auch als grössere Ausscheidung vorhanden; er besitzt im Allgemeinen dieselben Eigenthümlichkeiten, wie in den Leucitbasalten, auf welche daher bezüglich des Specielleren verwiesen wird. Bei vollkommen selbständiger und regelmässiger Begrenzung können seine meist achteckigen Durchschnitte, namentlich wenn sie die polysynthetische Zwillingsstreifung an sich tragen oder fremde Interpositionen central gehäuft oder in peripherischen Kränzen enthalten, nicht gut übersehen oder missdeutet werden. Unsicherer wird die Bestimmung, wenn der Leucit nur als farblose irregulär begrenzte Flecken erscheint und dann auch noch die beiden anderen Momente schlecht oder gar nicht zur Anschauung gelangen. Gerade bei den Leuciten der Tephrite scheint die Zwillingsbildung recht oft zu fehlen und der Schnitt ganz isotrop zu sein.

Von Augit freie Tephrite sind bisher wohl noch nicht beobachtet worden und so scheint denn in der That dieses Mineral mit zum Bestande eines Plagioklas-Nephelin-, oder Plagioklas-Leucitgesteins zu gehören. Die Augite treten sowohl als makroskopische wie auch als grössere mikroskopische Individuen — in beiden Fällen sehr scharf und regelmässig auf die übliche Weise begrenzt — aus

dem Grundgewebe hervor, betheiligen sich aber auch als minder vollkommen entwickelte feine Prismen, Mikrolithen und Körnchen an der Zusammensetzung des letzteren. Die grösseren zeigen bisweilen vorzügliche Zonenstructur. — Die Farben dieser tephritischen Augite sind nicht constant, bald sind letztere mehr braun, wie es in den Basalten, bald mehr grün, wie es in den Phonolithen durchgängig der Fall ist. Nur die braunen pflegen stärker pleochroitisch zu sein. Bisweilen findet sich der Gegensatz, dass die grösseren Augite bräunlich oder röthlich, diejenigen der Grundmasse (Mikrolithen) graulich oder grünlich sind; in den Nephelintephriten gewahrt man mitunter zweierlei Augite ausgeschieden, röthlich- oder violettlichbraune und grüne. An Einschlüssen enthalten die grösseren Glas, Magnetit, Apatit, Flüssigkeit. Rosenbusch beobachtete in den Leucittephriten hin und wieder Aegirin, als Bestandtheil der Grundmasse und als kranzförmige Umlagerung um Leucite; auch hebt er die häufige Verwachsung des Augits mit braunem Magnesiaglimmer als geradezu für viele Tephrite charakteristisch hervor. Die Verwachsung ist bald eine ganz unregelmässige, bald aber ordnen sich alle Magnesiaglimmerblättchen so, dass ihre aufrechte Axe senkrecht steht zur Verticalaxe des Augits und dann fallen die Spaltungen beider Mineralien stets in eine Ebene. Doch handelt es sich hier um eine einfache Anlagerung, nicht etwa um eine secundäre Production des Biotits aus Augit.

Braune Hornblende und Biotit scheinen eine etwas andere Rolle zu spielen als Augit; bald fehlen sie beide, bald ist das eine Mineral oder alle zwei in geringer oder selbst nicht unerheblicher Quantität vorhanden. Die Hornblende beschränkt sich bisweilen nur auf accessorische grössere Individuen, welche auch hier dann wohl opacitisch umrandet sind oder jene eigenthümlichen an Interpositionen so reichen Pseudokrystalle bilden, wie in den Basalten. Sie stellen z. B. ein Gemenge dar von vorwaltendem Magnetit, Apatit, Plagioklas und Nephelin (also aus Mineralien, die sämmtlich auch in der Grundmasse vorkommen) und äusserst wenigem gleichsam als Bindemittel vorhandenem braunem pleochroitischem Mineral mit geringer Auslöschungsschiefe, welches wohl nur als Hornblende gelten kann. Andererseits gibt es aber auch T.e, in deren eigentlicher Grundmasse Hornblende, meist braun (selten von grüner begleitet) eine Rolle spielt. — Eine weitere Eintheilung in Hornblende führende und davon freie Tephrite scheint sich nicht zu empfehlen; zu den ersteren würden die Buchonit genannten Vorkommnisse gehören.

Mikroskopischer Sanidin begleitet hin und wieder, gewöhnlich aber nur in spärlicher Menge den Plagioklas, und Rosenbusch hebt mit Recht hervor, dass dies dann meistens quantitativ auf Kosten des letzteren, nicht auf diejenigen von Nephelin oder Leucit erfolgt, deren Menge unverändert bleibt. In Leucittephriten bildet bisweilen eine geringe Menge von Sanidin als offenbar zuletzt festgewordener Bestandtheil gewissermassen einen Kitt für die Individuen der Grundmasse. Übrigens dürfte der Eintritt des Sanidins nicht in denjenigen T.en stattfinden, welche zu den Basalten hinneigen, sondern nur in den überhaupt schon den Phonolithen nahestehenden. Doelter beschreibt, wie an der Cova

auf der capverdischen Insel Antão durch sanidinhaltige Varietäten mit grünem Augit Übergänge aus T. in Phonolith vermittelt werden. — Bläulicher, gelblicher, grünlichgrauer Haüyn, mehr frisch oder mehr verwittert, ist ein in gewissen T.en, namentlich wieder denjenigen von mehr phonolithischem Typus, weitverbreiteter accessorischer Gemengtheil. So geschieht es, dass er sich in den an Nephelin oder Leucit reicheren Varietäten besonders häufig einzustellen, den plagioklasreicheren zu fehlen pflegt. — Magnetit und Apatit treten in üblicher Weise auf, der letztere bisweilen auch in dickeren gedrungenen Prismen von bläulichgrauer oder violettlicher Farbe und staubiger Beschaffenheit. Titanit kann in den mehr phonolithähnlichen T.en spärlich und selten erscheinen. In gewissen Leucittephriten kommt accessorisch Melanit, in anderen ebenso Melilith vor.

Sehr viele T.e sind von durchaus körniger Structur, bald gleichmässig höchst feinkörnig, bald mit mikro- oder makroporphyrischen Individuen. Häufig zerlegt sich die makroskopisch dicht erscheinende Hauptmasse in einen Untergrund mit hervortretenden mikroskopischen Ausscheidungen namentlich von gefärbten Gemengtheilen. Eine Basis ist beobachtet worden, scheint aber nur hier und da eine grössere Rolle zu spielen, als braunes, von HCl meist schon in der Kälte angreifbares Glas; das Dasein einer etwa sehr spärlich vorhandonen farblosen Glasbasis ist schwierig zu constatiren. Fluctuationserscheinungen können sich füglich nur in T.en mit reichlicherem Gehalt an Plagioklasleisten darbieten. — Eine eigentlich hyaline Modification der T.e ist bis jetzt noch nicht erkannt worden.

Mit dem Namen Tephritoïd schlug Bücking vor, olivinfreie Plagioklas-Augitgesteine zu bezeichnen, denen der Nephelin als solcher fehlt, welche aber — gewissermassen als Vertreter desselben — eine mit Säuren gelatinirende Basis von grossem Natrongehalt besitzen (analog dem Basanitoïd, vgl. II. 903).

Übergänge können erfolgen in Phonolithe, in Nephelin- resp. Leucitbasanite, in Nephelinite und Leucitite. Ein solcher in Augitandesit, denkbar durch Austreten von Nephelin oder Leucit, scheint nach den bisherigen Erfahrungen nicht vorzukommen. — Übrigens ist der geologische Verband der T.e entschieden mehr nach den übrigen Nephelin- und Leucitgesteinen als nach den blos Plagioklas führenden Basaltgesteinen zu gerichtet. Wie es zur Zeit scheint, walten die Nephelintephrite nicht unbeträchtlich vor den Leucittephriten vor.

Wie es im Mont Dore sog. Phonolithe gibt, welche keinen Nephelin, sondern ausser dem Sanidin (und Plagioklas) unter den feldspathigen Silicaten blos Nosean oder Haüyn enthalten (vgl. II. 463), so kommen entsprechende Glieder dort auch unter den Tephriten vor, z. B. bei La Banno d'Ordenche, auf dem Plateau zwischen Roc Blanc und dem See von Guéry. Es sind dunkelgraue oder schwarze Gesteine mit unter der Loupe erkennbaren Ausscheidungen von Labradorit, Hornblendenadeln, Augit, dunkelblauen Haüyn- oder wachsgelben Noseankörnern; die Grundmasse führt viel Augit, auch mit Titaneisen umwachsenen Titanit und Apatit; Olivin selten. Sollte für solche Gesteine eine

grössere Verbreitung und Selbständigkeit erkannt werden, so würde ein besonderer Haüyntephrit aufzustellen sein, welcher dem Nephelintephrit und Leucittephrit coordinirt wäre. Durch Sanidinaufnahme gehen jene französischen Vorkommnisse in den erwähnten nephelinfreien Haüyntrachyt (Noseanphonolith) über. Vgl. auch S. 28.

Bei den Nephelintephriten sind die beiden verbreitetsten Typen der basaltähnliche und der phonolithähnliche, von denen der letztere auch durch die Führung von Haüyn, bisweilen dazu von Sanidin gekennzeichnet ist. In beiden spielen Hornblende oder Augit quantitativ keine eben erhebliche Rolle. Ein dritter Typus ist in dem sog. Buchonit (vgl. S. 26) gegeben; bei diesem handelt es sich um eine Nephelin-Plagioklasgrundmasse, welche reich ist an brauner Hornblende, während makroskopisch namentlich Biotit erscheint und der Augit auf Mikrolithen der Grundmasse beschränkt ist. Bei einem vierten Typus, wie er z. B. im Kaiserstuhl und bei Topkowitz in Böhmen auftritt, ist die Nephelin-Plagioklasgrundmasse zwar ebenfalls reich an brauner Hornblende, aber makroskopisch treten röthlich- oder violettlichbrauner Augit und Plagioklas (vielleicht auch Hornblende) hervor; auch die Grundmasse enthält etwas, aber grünen Augit.

Analysen von Nephelintephriten:

I. Calvarienberg bei Poppenhausen, sog. Buchonit (hornblende- und glimmerführender Nt.); v. Gerichten bei Sandberger 1873; spec. Gew. 2,85; in HCl unlöslich 40,87, löslich 59,13 % (101,23).
II. Gunzenau im Vogelsberg; Sommerlad 1883; spec. Gew. 2,745 (98,61).
III. Pico da Cruz, Insel Antão, Capverden; Kertscher bei Doelter, 1882 (101,40).
IV. Vom Linsberg im Kreise Hünfeld, Rhön; Ed. Möller 1888; spec. Gew. 2,624 (99,75).

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O
I.	45,84	10,18	14,32	6,42	8,40	1,47	3,96	8,77	0,66	1,21
II.	49,35	11,50	6,54	9,93	5,92	3,61	2,43	7,01	1,41	0,91
III.	47,44	23,71	6,83	3,53	6,47	1,95	3,34	6,40	—	1,73
IV.	57,69	20,44	2,32	1,47	3,18	0,70	4,74	7,51	—	1,70

I. enthält noch Spuren von Cl und Fl; II. Spur von TiO_2. Wegen des Plagioklasgehalts und der Abwesenheit von Olivin sollten die Nephelintephrite etwas reicher an SiO_2 sein als die Nephelinbasalte; der Mangel an Olivin macht sich in dem geringen Gehalt an MgO kund. Unter den Alkalien tritt K_2O, wie leicht begreiflich, erheblich gegen Na_2O zurück. In III. fällt die grosse Menge von Al_2O_3 auf. IV. ist wegen seines grossen Sanidingehalts, der sich in der SiO_2-Menge ausspricht und des spärlichen Fe, nicht typisch; das Gestein enthält noch 0,27 SO_3, 0,35 Cl (beide vom Haüyn), 0,42 CO_2, 0,66 TiO_2, 0,34 seltene Erden, Spur MnO und Li_2O. Nach 10 Minuten langem Kochen mit HCl werden 24,74 % gelöst.

Im *Kaiserstuhl* wurden Nephelintephrite von Rosenbusch namhaft gemacht, so vom Scheibenberg bei Sasbach, von der Sponeck und von den Neunlinden. »Sie besitzen eine krystalline Grundmasse aus Nephelin, wenig Plagioklas, braunen

Hornblende- und grünen Augitnadeln mit Apatit und Magnetit, sowie Einsprenglinge von pleochroitischem rothbraunem Augit. Ganz derselbe Typus kehrt auch am Abhang von der St. Katharinenkapelle nach Kiehlingsbergen wieder. Nur tritt in diesem Gestein hier und da Leucit auf und dadurch bildet es einen Übergang zu den Nephelin-Leucit-Tephriten. Auch ein Nephelintephrit vom Rinderweg zwischen Oberbergen und Kiehlingsbergen, der sich durch eine ziemlich reichliche globulitisch gekörnelte braungelbe Glasbasis und die eigenthümliche knäuelartige Verwachsung der kleinen Augite in der Grundmasse auszeichnet, gehört demselben Typus an, führt aber ebenfalls hier und da Leucit; stellenweise wird sogar dieses Mineral so häufig, dass man das Gestein einen Nephelin-Leucittephrit nennen möchte. Die Haüyn führenden Nephelintephrite scheinen dem Kaiserstuhl zu fehlen.« Wo im Vorstehenden von Nephelin-Leucittephrit die Rede ist, wäre wohl angemessener Leucit-Nephelintephrit zu setzen. Über sanduhrähnlich gebaute Augite im Gestein von der Sponeck vgl. van Werveke, N. Jahrb. f. Min. 1879. 824. Nach Sandberger findet sich ein wie Scherben grünen Bouteillenglases aussehender muschelig brechender Augit, wohl als fremder Einschluss zu betrachten, im Gestein vom Lützel- oder Scheibenberg bei Sasbach (Z. f. Kryst. X. 1885. 60).

Tephrit von Gunzenau, im s.ö. Theil des Vogelsbergs, doleritisch aussehend, zusammengesetzt makroskopisch aus mattweissen Plagioklasleistchen, Nephelin, Augit, Magnetit; nur ganz vereinzelt Olivine, u. d. M. noch dunkler Glimmer; der Plagioklas scheint natronreich und kalkarm zu sein.

Rhöngebiet: Hellgraues dickplattiges dichtes Gestein vom Linsberg bei Hofaschenbach im Kreis Hünfeld, führt neben dem andesinähnlichen Plagioklas relativ reichlich Sanidin, Augit, Nephelin, Haüyn, wenig Hornblende (auch makroskopisch), Magnetit, Titaneisen, Titanit, Apatit mit schöner Fluctuation und ist mit einem plagioklashaltigen Phonolith verknüpft (Ed. Möller). — Nt. vom Kirschberg n.ö. von Rasdorf, durch den unteren Wellenkalk brechend, basaltähnlich oder phonolithähnlich, besteht u. d. M. aus Plagioklasleisten, Augit, Nephelin, Magnetit, Apatit und braunem unangreifbarem Glas; porphyrisch treten namentlich Pseudokrystalle von Hornblende hervor; biotitfrei. — Kleienberg bei Rasdorf, Decke über der Lettenkohle, grau, fettglänzend und dicht, ganz phonolithähnlich, ohne grössere Ausscheidungen, aber zusammengesetzt aus denselben krystallinen Gemengtheilen, bisweilen biotitreich. — Eiterfeld, n. von Leimbach. — Ferner: Rückersberg bei Hünfeld, Stoppelsberg bei Neukirchen, Burg Landeck, Löhchen bei Schenklengsfeld, Schorn n.w. von Dermbach (die vorstehenden nach Bücking). — Kuppe n.ö. von der Kapelle des Calvarienbergs bei Poppenhausen; gewöhnlich dunkelgraue kleinkörnige Masse, in welcher bis 8 mm grosse braune sehr dünne Glimmerblättchen eingewachsen sind; u. d. M. heben sich Hornblende und unregelmässig umrandete Biotite in abwechselndem gegenseitigem Mengenverhältniss durch etwas grössere Dimensionen, zahlreiche Augitmikrolithen und Magnetit durch ihre Farbe von einem farblosen Untergrund ab, welcher aus Plagioklas, Nephelin (vielfach schon zeolithisch verändert), anscheinend auch etwas monoklinem Feldspath besteht, wozu sich noch Apatit gesellt; Augit tritt nicht in grösseren Individuen auf; eine Basis ist nicht vorhanden; spärlich accessorischer Haüyn und Titanit. Das Zusammenauftreten von Nephelin und Plagioklas wurde schon 1870 erkannt (F. Z., Basaltgest. 171). In grosskörnigen Ausscheidungen sieht man lange rabenschwarze Säulen leicht schmelzbarer Hornblende, schwach fettglänzenden Nephelin und Glimmer, auch Plagioklas und Apatit, ferner tritt hierin Orthoklas auf. Sandberger hob dieses Vorkommen als einen besonderen Gesteinstypus hervor, wegen seines Auftretens in der Rhöngegend (Buchonia) Buchonit von ihm genannt, der sich »von dem Nephelinit durch das ebenso reichliche als beständige Auftreten der Hornblende und eines eigen-

thümlichen Glimmers, der keinesfalls echter Magnesiaglimmer ist, unterscheidet«. Der Plagioklasgehalt sondert aber ebensosehr das Gestein von dem Nephelinit und lässt dasselbe als Nephelintephrit erscheinen, wozu es schon von Rosenbusch gestellt wurde. Es ist immerhin eine recht charakteristische und relativ sehr hornblendereiche Varietät des Tephrits, die sich ferner dadurch auszeichnet, dass der in den Tephriten auch sonst häufige Glimmer makroskopische Grösse erreicht. Das von Sandberger ebenfalls zum Buchonit gezählte Gestein von Weiler bei Sinsheim hat jedoch mit dem von Poppenhausen eigentlich nur das bisweilige Auftreten von grösseren Glimmerlamellen gemein, indem es einen plagioklasfreien, olivinreichen Nephelinbasalt mit accessorischer Hornblende darstellt. Sandberger erwähnt aus der Gegend von Gersfeld auf der Rhön noch andere Vorkommnisse des Buchonits, am Goldloch in der Nähe des Dörreuhofes, von der Abtsröder Höhe, und einen Gang zwischen dem Grossen und Kleinen Nallen. — Tephrit des Landerskopfs (grobkörnig, hornblendefrei) und der Kupfergrube bei Horschlitt unfern Eisenach (mit grossen und schönen Ausscheidungen von Hornblende, welche auch mikroskopisch vorkommt); L. G. Bornemann, Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1887. 291.

In der sächsischen *Lausitz* dürften zu den Nt.en zu zählen sein gemäss der Beschreibung von Möhl (Die Bas. u. Phonol. Sachsens) und der theilweisen Correctur von Stelzner (N. Jahrb. f. Miner. Beilageb. II. 1883. 411): Gutberg bei Eberbach, Johannisstein bei Hain, w. von Hochwald (mit Hornblende und Titanit), w. von Neusalza an der sächs.-böhmischen Grenze. — In der preussischen Oberlausitz ist nach der Angabe von Möhl das Gestein von Schadewalde n.w. von Marklissa ein »Feldspath-Nephelinbasalt ohne Olivin«.

In *Böhmen:* Gänseberg bei Garditz und bei Boskowitz; durchaus krystalline Grundmasse aus Nephelin, Plagioklas, hellgrünem Augit, Haüyn, wenig Magnetit und graubraunem pleochroitischem Apatit; darin grössere Ausscheidungen von rothbraunem Augit und tiefbrauner, mit Magnetit umsäumter Hornblende (Rosenbusch; von Bořicky als Phonolithbasalt bezeichnet). — Topkowitz; krystalline Grundmasse ein Gemenge von Nephelin, Plagioklas, braunen Hornblendenadeln und spärlichen grünlichen Augiten, Magnetit und Apatit; als grössere Ausscheidungen vorwiegend nur pleochroitischer Augit und Plagioklas, wobei Hornblende hinzutritt oder fehlt (Rosenbusch; von Bořicky Trachybasalt genannt); im ganzen ähnlich den Vorkommnissen im Kaiserstuhl. — Klein-Priesen und Kostal, mit Biotit und Hornblende, ähnlich dem Buchonit der Rhön, aber mit reichlicherem Haüyn (Rosenbusch). — Tölz zwischen Niemes und Gabel und Silberstein, n.ö. von Wartenberg (Nt.e nach Stelzner). — Spittelsgrund s. von Grottau (zufolge der Beschreibung von Möhl). — Trommelberg, Weseritzer Schlossberg, Vogelherdberg und Höllberg in der Umgegend von Weseritz und Manetin (Hansel). — Clements nennt aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen: Berlichsteinbruch bei Lochetin; vom Racheln zwischen Meretitz und Kaaden.

Als Nt.e der Gegend von Gleichenberg in Steiermark macht Hussak namhaft die sog. Basalte von St. Jörgen und Finsterlberg bei Klöch, Klamm bei Klöch, w. Fuss des Kindsbergskogels, Hainfeld bei Feldbach; zur Bestimmung ist nur das Nebeneinandervorkommen von Plagioklas und Nephelinfülle verwandt, nicht auch die Abwesenheit von Olivin; doch hat schon Untchj 1872 einen olivinfreien Basalt von Klöch angeführt.

Fraglich ist, ob das von Michel Lévy als Tephrite néphélinitique vom linken Ufer des Jamma, eines Nebenflusses des blauen Nils in Abessinien, beschriebene Gestein hierher gehört; es enthält Orthoklas neben Oligoklas, nur etwa 0,2% Nephelin, Amphibolanhäufungen, welche grüne Flecken erzeugen und secundären Quarz (Comptes rendus CII. 1886. 451). — Hellgraue bis graugrüne compacte Nt.e mit spärlichen braunen Hornblenden erkannte Mügge aus dem Massai-Lande, aus der Umgebung

des Maeru-Berges bei Gross-Aruscha, und dem Abhang des Hochlandes von Nanja gegen die Ebene von Ngaruka; sie gelatiniren mit Säuren rasch und geben starke Alkalireaction. — Ein anderes eigenthümliches Gestein durchbricht zufolge Vélain als Gang das rhyolithische Grundgebirge der Insel St. Paul im indischen Ocean. Als Ausscheidungen enthält es in einer mit Magnetitkörnchen und Oligoklasmikrolithen durchsprenkelten gelblichen Basis grüne Augite, Karlsbader und Bavenoer Zwillinge von Sanidin, zahlreiche Anorthite (welche ausser Glaseinschlüssen auch Augitmikrolithen und Nepheline enthalten) sowie Nepheline; auch ist das Gestein reich an Tridymit (Description géol. de la presqu'île d'Aden 271). — Oscar Loew berichtet über Nt. von den Peloncillo-Mountains in Arizona (Wheeler's survey 1875. III. Geology 647).

Canarische Inseln. Über Nt.e auf Gran Canaria verdanken wir Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 763) einige Angaben. Ein gleichmässig körniges Gestein von El Salto del Castellano mit unter der Loupe einzeln erkennbaren Gemengtheilen besteht aus Nephelin, Plagioklas, Augit (allenthalben mit Biotit durchwachsen) und Magnetit mit etwas Apatit. Durch ihren Haüyngehalt, sowie durch Erscheinen der (nur als Ausscheidung, nicht in der Grundmasse vorhandenen) Hornblende neben Augit und Biotit, auch durch häufigeres Eintreten des Titanits charakterisiren sich einige Tephrite vom Pico del pozo de las nieves, und Punta del Sombrero. — Ferner erwähnt er als Nt.e von Tenerife die Vorkommnisse vom Risco de la Pila im Teyde-Circus und vom Morro del Cedro am Tiro del Guanche; das erstere Gestein zeigt eine feinkörnige Grundmasse von Nephelin, hellgrünem Augit, Magnesiaglimmer, Plagioklas, Magnetit und Apatit mit häufigen Ausscheidungen von Hornblende und Plagioklas, seltener mit solchen von Nephelin und Sanidin; Haüyn fehlt; eine Basis ist hier weniger sicher erkennbar als in dem letztgenannten Gestein, welches graugelbes Glas führt. — Von Palma beschreibt van Werveke grünlichgrauen blasigen Nt.; mikroporphyrische Ausscheidungen von brauner, opacitisch umrandeter Hornblende und mässig reichlichem Plagioklas sowie vereinzeltem Augit treten hervor aus einer Masse, welche aus einem farblosen Untergrund von regelmässig vertheiltem Feldspath und Nephelin besteht, durchwachsen von kleinen grünen Augiten; Haüyn ziemlich reichlich, ferner Titanit und Apatit, Magnetit relativ spärlich. Die Blasenräume sind mit einem Zeolith incrustirt. — Zu dem S. 25 genannten Haüyntephrit dürfte nach der Beschreibung von van Werveke ein Gestein vom Campanario aus dem südl. Theil von Palma gehören, früher von Sauer als Feldspathhaüynphonolith aufgeführt; dasselbe besteht vorwiegend aus lamellarem Plagioklas, frischem hellblauem Haüyn, brauner und grüner einschlussreicher Hornblende mit dunkelm Rand von Magnetitkörnern, spärlichem Augit; mikroporphyrisch ist Titanit häufig, Magnetit und Titaneisen selten; Grundmasse aus Feldspath- und Augitmikrolithen, Magnetitkörnchen, sowie einer durch gelbliche oder wie bestäubt aussehende Nädelchen spärlich entglasten Basis.

Auf den *Capverden* unterscheidet Doelter phonolithähnliche und basaltähnliche Nt.e. Auf der Insel S. Antão gehören zu den ersteren Gesteine zwischen dem Cova-Krater und dem Pico da Cruz, lichtgrau oder bräunlichgrau, etwas porös und oft domitisch mit blos ausgeschiedenen Augiten; u. d. M. Augit in gelblichen oder grünlichen Schnitten, Nephelin, Plagioklas, Haüyn (innen blaugrau, aussen rothbraun), Magnetit, Orthoklas accessorisch und den Übergang in Phonolith vermittelnd. Am Campo grande gesellt sich noch reichlich mikroskopische braunrothe Hornblende, seltener Biotit, vielleicht Melilith hinzu. Basaltähnlich, sehr reich an Augit und Magnetit, frei von Haüyn ist ein tephritischer Strom der Cova gegen O. Bei Praya auf S. Thiago wird von Doelter ein Gestein mit dem Buchonit (s. S. 26) verglichen: in basaltähnlicher Masse treten viele grössere braune Hornblenden, einige Biotite und Augite hervor; die Grundmasse besteht aus kleinen röthlichen Augiten, viel

Nephelin in deutlichen Durchschnitten, Plagioklas, etwas Magnetit und einzelnen sporadischen Olivinkörnern.

Graeff, Nephelintephrit (u. Leucittephrit) des Kaiserstuhls, Mitth. grh. badisch. geol. L.-Anst. II. 421.
Sommerlad, Nt. von Gunzenau, Vogelsberg, XXII. Bericht d. oberhess. Ges. f. N.- u. Heilk. 1883. 272.
Ed. Möller, Nt. vom Linsberg, Rhön, N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 84.
Sandberger, Buchonit (Nt. mit Hornbl. u. Glimmer) von Poppenhausen, Rhön, Sitzgsber. d. Münchener Akad. 1872. Juli. S. 203 und 1873. 11.
Möhl, Die Basalte der preuss. Oberlausitz, Abhandl. naturforsch. Ges. in Görlitz 1874. XV.
Stelzner, Nt. von Tölz, Böhmen, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1882. 419.
Hansel, Über basaltische Gesteine aus d. Gegend von Weseritz u. Manetin, Böhmen. Pilsen 1886.
Clements, Nt. des Duppauer Gebirges, Nordböhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. XL. 1890. 340.
Hussak, Nt. der Gegend von Gleichenberg, Steiermark, Verh. geol. R.-Anst. 1880. 161.
Toula (Rosiwal), Nt. »vor Dautli« im ö. Balkan, N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 283.
Mügge, Nt. des Massai-Landes, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 601.
Hyland, Nt. der Gegend des Kilimandscharo, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 247.
Doelter, Nt. der Capverden. Zur Kenntniss der vulk. Gest. u. Min. der Capverdschen Inseln. Graz 1882. 32.
van Werveke, Nt. von Palma, N. Jahrb. f. Min. 1879. 830.

Leucittephrit.

Von der petrographischen Ausbildung, der Beschaffenheit der Gemengtheile und der Structur der Leucittephrite war schon gelegentlich der Bemerkungen über Tephrite im Allgemeinen die Rede (S. 21). Von echtem und frischem Leucittephrit liegt eigentlich, wie es scheint, bis jetzt nur eine Analyse vor: das Gestein vom Monte S. Antonio auf dem n.ö. Wallrande des Ringgebirges der Rocca Monfina enthält nach vom Rath: 58,48 SiO_2, 19,56 Al_2O_3, 4,99 FeO, 2,60 CaO, 0,53 MgO, 10,47 K_2O, 3,14 Na_2O, 0,24 Glühverlust (100,01); spec. Gew. 2,572. Entsprechend dem Vorwalten des Leucits und dessen chemischer Zusammensetzung ist das Gestein an SiO_2 recht und an K_2O sehr reich; an beidem wirkt auch noch vorhandener Sanidin mit. Bisilicate können kaum in grösserer Menge vorhanden sein. Mit der Abwesenheit des Olivins hängt die sehr geringe Menge von MgO zusammen. Von Ant. Verri analysirte »Leucittephrite« der Gegend von Bolsena, welche kaum oder etwas über 2% K_2O enthalten, können schwerlich ebenso typische Vertreter gewesen sein. Ein Vorkommniss von Mezzano ergab u. a. 52,35 SiO_2, 11,12 CaO, 5,41 MgO, 4,12 K_2O, 1,28 Na_2O; diese Gesteine sind offenbar viel reicher an Plagioklas und Augit.

Aus dem *Kaiserstuhl* gehört hierher das etwas verwitterte Gestein vom Eichberg bei Rothweil, welches in einer grünlichgrauen Grundmasse kleine weissliche, matte, bisweilen erdige Ikositetraëder, daneben wenige schwarze Melanitkrystalle und Feldspathkörner enthält. Die Ikositetraëder sind Umwandlungen von Leucit in Analcim; Stamm fand darin 10,14 Na_2O, 0,71 K_2O, 2,91 CaO und 8,93 H_2O (Ann. d. Chem. u. Pharm. XCIX. 287; vgl. auch Blum, N. Jahrb. f. Min. 1858. 291 und Pseudomorphosen III. 106; G. Rose, Pogg. Annal. CIII. 1858. 521). Weiter enthält das Gestein noch stark pleochroitischen grünen Augit (mit Einschlüssen von Leucit, Nephelin, Melanit, Glas), etwas Nephelin (mit Sechsecken bis zu 0,12 mm Durchmesser), Plagioklas (daneben hier und da aber auch Sanidin), grossentheils in eisblumenartige Faseraggregate zersetzten Haüyn, Magnetit, Apatit; der auch mikroskopisch nicht spärliche Melanit ist zonar gewachsen. Bisweilen reichlich eine graubräunliche Basis. Hornblende und Biotit fehlen; stellenweise Fluctuationsstructur durch Feldspathleisten. In dem Gestein fand Sehill: SiO_2 46,53; Al_2O_3 13,96; FeO 9,06; CaO 9,45; MgO 1,42; K_2O 11,22; Na_2O 6,78; H_2O 7,16 (105,58). — Auch an der Mondhalde bei Rothweil erscheint nephelinhaltiger Leucittephrit (über die sanduhrähnlich gewachsenen Augitkrystalle in beiden vgl. van Werveke, N. Jahrb. f. Min. 1879. 824); ferner am Henkelberg bei Rothweil und an der St. Katharinenkapelle im Kaiserstuhl, frei von Basis, ebenfalls von Hornblende und Biotit, mit etwas Haüyn; reicher an Haüyn ist das Gestein vom Kreuzle auf dem Kirchberg bei Rothweil, dessen Leucite gern mit Kränzen von Pyroxen (Aegirin) umgeben werden; glasreiche Varietäten trifft man an der Mondhalde bei Rothweil (nach Rosenbusch). In dem Schlackenagglomerat der mehrfach erwähnten Mondhalde setzt nach Graeff ein etwa meterbreiter Gang eines bläulichgrauen Gesteins auf, welches mit blossem Auge Augit und Hornblende, seltener Plagioklas (Bytownit oder Anorthit), fremde Quarzkörner erkennen lässt; die Grundmasse besteht aus scharfen Kryställchen von Augit, Hornblende, Labradorit, etwas Erz und reichlicher Glasbasis; weil letztere unter Kieselsäureabscheidung leicht löslich in concentrirten Säuren ist und einen hohen Kaligehalt besitzt, betrachtet Graeff dieselbe als gewissermassen latent Leucit haltig und rechnet daher das Vorkommniss zu den Tephriten (Ber. über die XXII. Vers. d. oberrhein. geol. Vereins. 1889. 26). — An gewissen Stellen der leucitführenden Lava von Niedermendig u. a. am Laacher See wird der Olivin so spärlich und der Plagioklas so reichlich, dass solche Stücke, für sich genommen, dem Lt. nahe stehen.

Im n. *Böhmen* treten neben Leucitbasalten und Leucititen auch recht typische Leucittephrite auf; z. B. nach Rosenbusch bei Sebusein und Kostenblatt; die Ausscheidungen bestehen aus Augit und Plagioklas, die Grundmasse wird aus Leucit, Plagioklas, Augit und Magnetit gebildet, hier und da mit etwas Nephelin; bei den Plagioklasen wechseln in auffallender Weise ganz zersetzte Lamellen mit vollkommen frischen ab. — Zu den Lt.en scheint auch das durch seine Hyalitabsätze bekannte Gestein von Waltsch zu gehören, welches allerdings vereinzelten Olivin enthält. — Ein anderer ausgezeichneter Lt. ist der vom Eulenberg, einer aus Plänerschichten sich erhebenden Kuppe bei Schüttenitz, n.n.ö. von Leitmeritz; u. d. M. kurze Nadeln und tropfenähnliche Körner von gelbbraunem Augit, farblose gestreifte Plagioklasleisten, rundliche und achteckige Durchschnitte von Leucit (meist mit vielen Körnchen von Augit und Magnetit, oft mit zonaren Interpositionen), reichlichem Magnetit und selten deutlich erkennbares bräunliches Glas; Olivin, Nephelin, fehlen (F. Z.). Auf Hohlräumen sitzen über Phillipsit und Calcit Krystalle, welche v. Zepharovich (Z. f. Krystall. X. 1885. 601) als adularartigen Orthoklas bestimmte, wogegen Gränzer (Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 277) die Orthoklasnatur bezweifelt. — Von Clements werden aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen genannt:

Čebrischberg bei Radigau unweit Maschau; dritte Terrasse an der S.-W.-Seite des Burbergs bei Kaaden.

Italien. Einen sehr guten Typus des Lt. geben die Gesteine ab, welche an dem Ringgebirge der Rocca Monfina (zwischen den Flüssen Garigliano und Volturno) die n. und w. Umwallung, sowie einen grossen Theil der inneren Thalfläche bilden (Leucittrachyt, vom Rath). In lichtgrauer, feinkörniger fast dichter Grundmasse Krystalle von Leucit (bisweilen sehr gross), Augit, auch Sanidin, sehr wenig Magnetit ausgeschieden. U. d. M. herrschen kleine Leucite vor, daneben sehr reichlich Plagioklas; Augit; nur sehr vereinzelt Nephelin und Sanidin; accessorisch hier und da Melilith und Biotit, sehr selten Haüyn; spärlich graugelbliches Glas, welches nach Bucca hin und wieder durch »mikrofelsitische« Substanz vertreten ist. In Poren z. Th. Nephelin (vom Rath, Rosenbusch und Bucca). — In der Umgegend des Bolsener Sees (S. Trinità bei Orvieto, Mte. Bisenzio, Mezzano, Toscanella) treten Lt.e von basaltischem Habitus (bisweilen auch mit Haüynausscheidungen und etwas Nephelin in der Grundmasse) auf, welche durch Zurücktreten des Plagioklases zum Theil zu den Leucititen hinneigen und von Leucitbasaniten begleitet werden, von denen sie sich mineralogisch und structurell nur durch den Mangel an Olivin unterscheiden; n.w. von dem See bei Proceno ein Lt., welcher dem von der Rocca Monfina zwar nahe steht, aber durch Sanidinführung nach den Leucitphonolithen hinneigt (C. Klein). — Die von Strüver untersuchten Findlingsgesteine von Tavolato an der Via Appia (welche sich auch als Blöcke im Puzzolan zwischen Grotta ferrata und Rocca di Papa finden) bieten eine sehr mineralreiche Varietät des Lt. dar. Ausscheidungen von Augit, Melanit, Leucit, Haüyn, Plagioklas, Sanidin liegen in einer Grundmasse, welche aus Leucit, Plagioklas, nicht viel Augit und gewissermassen als Cäment dienendem Sanidin besteht, mit accessorischem Biotit und Titanit; nach Rosenbusch findet sich in der Grundmasse noch Aegirin; wo der Sanidin fehlt, ist auch letzterer meistens nicht erkennbar, und es drängt sich ein hellgraugelbliches Glas ein (Mass. Gest. 1887. 761); ausserdem stecken in der Grundmasse noch viele kleine Kryställchen eines regulären Minerals, wohl Spinell (oder auch Melanit).

Ferner gehören hierher die Bänke im Bimssteinconglomerat am Averner See in den phlegraeischen Feldern: graue, sehr feinkörnige Masse mit zahlreichen, 1—2 mm grossen Leuciten; u. d. M. noch dunkle Augite, nicht wenig Plagioklas, Magnetit; eine Basis fehlt, desgleichen fehlt Olivin, im Unterschied gegen die Vesuvlaven (Kalkowsky); nach Guiscardi und Roth handelt es sich hier nicht um zusammenhängende Bänke, sondern um isolirte Blöcke. Auch die von Roth beschriebenen Blöcke im Trachyttuff von Astroni, ö. von Torre, sowie in dem der Insel Procida dürften sich als Lt.e hier anreihen.

In unmittelbarer Nachbarschaft von Trapezunt finden sich, äusserlich manchen Vesuvlaven ähnlich, graue Lt.e mit bisweilen 1 cm grossen Augiten und ganz kleinen weissen Leuciten; u. d. M. zahlreiche rundliche allerkleinste Leucite; der Plagioklas ist Oligoklas (sonst selten in derartigen Gesteinen) und gibt zu reichlicher Bildung von Phillipsit Anlass; Olivin fehlt (A. Lacroix).

Ostindien. — Gunung Bantal Soesoem auf der kleinen, n. von Java gelegenen Insel Bawean (von H. Vogelsang aufgefunden, als das erste aussereuropäische Vorkommniss eines Leucitgesteins); grauschwarz mit blos ausgeschiedenem Augit; u. d. M. Leucit, bis 0,25 mm gross, ohne Zwillingsstreifung, zonarer braungelber Augit, schön und reich gestreifter Plagioklas, etwas Biotit, Sanidin, Apatit; ohne Olivin, Hornblende, Nephelin oder Haüyn (F. Z.). — In Mitteljava, in der Residenz Djapara kommen unter den Gesteinen des Vulkans Moeriah (Muriah oder Moerio) und des zu ihm gehörigen Berges Patti-ajam ausgezeichnete Lt.e vor, welche aber durch Zurücktreten des Leucits in andesitähnliche Massen, durch Zurücktreten des Plagio-

klases in Leucitite und durch das Eintreten von Olivin in Leucitbasalte übergehen. Leucit stellenweise in Krystallen bis zu 11 mm, gewöhnlich nur mikroskopisch oder in bis 0,5 mm grossen Individuen, aber auch als Leucitgrund vorhanden; oft porphyrisch grosse dunkelgrüne schön zonare Augite; Plagioklas gewöhnlich auf die Grundmasse beschränkt, doch auch porphyrisch; hin und wieder Biotit, angeblich auch mit secundärer Entwickelung von Rutilnadeln und Erz, was für derlei Laven sehr auffallend wäre; der Sanidingehalt wird nirgends bedeutend. Die olivinfreien Leucitite führen auch wohl Nephelin (Verbeek). Behrens (Beiträge z. Petrogr. d. indischen Archipels II. 1882) beschreibt von hier auch einen nephelinhaltigen und einen sanidinführenden Lt. — An dem gewaltigen Vulkan Ringgit in Ostjava an der Nordküste der Residentschaft Besoeki, von wo Lorié (Bijdrage tot de Kennis der javaansche Eruptiefgesteenten, Rotterdam 1879. 247) zuerst Leucitgesteine kennen lehrte, wiederholt sich dieser Wechsel in der Zusammensetzung; herrschend ist wie es scheint, wieder Leucittephrit (Leucit mit Zwillingsstreifen), aber es finden sich im Verbande ebenfalls Leucitbasalt, Leucitbasanit, nach Behrens auch haüynreicher Leucitit.

Einen besonderen Typus von Leucittephriten erkennt Hussak (N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 151) in folgenden Vorkommnissen: wenig mächtige Gänge bei Sta. Cruz und Baeurubú im Gneissgranit der Serra do Mar (Rio Janeiro); aus der Nähe von Deckertown in New Jersey (Augitporphyrit, Kemp); vom Mte. Batalha auf der Capverden-Insel Mayo. Das hauptsächlich Wesentliche besteht in dem Hervortreten grosser Augite und namentlich grösserer dunkelbrauner Biotittafeln, sowie von meist rundlichen, 3—8 mm grossen Gebilden, welche allseitig von Biotitblättchen mantelartig umhüllt werden, aber u. d. M. auch oft scharfe, sechs- und achteckige Durchschnitte liefern. Diese Körper bestehen bald ganz aus Gesteinsgrundmasse, bald ganz aus Analcim oder aus Calcit, bald aus je zwei dieser Substanzen, oder aus allen dreien; in dem Capverden-Gestein betheiligt sich auch Muscovit daran. Hussak glaubt, dass das Urmineral aller dieser Gebilde Leucit war (vgl. II. 419. 425). Die Grundmasse dieser Gesteine wird vorwiegend von oft fächerförmig gruppirten Plagioklasleisten, kleinen, manchmal chloritisirten Augiten, Biotitblättchen und Magnetit zusammengesetzt.

F. Zirkel, Leucittephrit vom Eulenberg, Böhmen, Z. f. Kryst. X. 1885. 601.
Clements, Lt. des Duppauer Gebirges, Nordböhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. XL. 1890. 333.
Strüver, Lt. von Tavolato, Studi petrografici sul Lazio, R. accad. dei Lincei, 1877.
vom Rath, Lt. von der Rocca Monfina (Leucittrachyt), Z. geol. Ges. XXV. 1873. 243.
Bucca, ebendar., Boll. com. geolog. d'Ital. 1886. 245.
Ant. Verri, Lt. der Gegend des Bolsener Sees, Boll. soc. geol. ital. VII. 1888. 49.
C. Klein, ebendar., Sitzgsber. Berliner Akad. 1888. 102.
Kalkowsky, Lt. vom Averner See, N. Jahrb. f. Min. 1878. 728.
Roth, Blöcke im phlegraeischen Trachyttuff, Monatsberichte Berliner Akad. 1881. 994. 1003.

Lacroix, Lt. der Umgegend von Trapezunt, Comptes rendus CX. 1890. 302. — Bull. soc. géol. (3) XIX. 1891. 737.
F. Zirkel, Lt. der Insel Bawean bei Java, N. Jahrb. f. Min. 1875. 175.
Verbeek (u. Fennema), Lt. vom Vulkan Moeriah, Java, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II 1883. 208.

VI. Gesteine ohne eigentlichen Feldspath, aber mit Nephelin, Leucit oder Melilith.

Nephelinbasalt.

Ebenso, wie in der Gruppe der Plagioklas-Augitgesteine eine Abtrennung der olivinführenden Glieder von den olivinfreien sich als angemessen und durchführbar erweist, so ist es auch auf dem Gebiet der durch vorwaltenden Nephelin und Augit charakterisirten plagioklasfreien Felsarten der Fall. Die mit Olivin versehene Combination dieser Art bietet in der That ein vollkommenes Analogon zu den eigentlichen basaltischen Gesteinen (vgl. II. 872) und es wiederholen sich auch hier jene makroskopisch-structurellen Gegensätze, welche durch die Namen (Feldspath-)Dolerit, (Feldspath-)Anamesit und Feldspathbasalt ausgedrückt werden. Für die hier in Rede stehenden Gesteine ergeben sich daher die Bezeichnungen Nephelindolerit (Nd.), Nephelinanamesit (Na.), Nephelinbasalt (Nb.) von selbst; letzterer mag auch hier als allgemeiner Gruppenname gelten, schon deshalb, weil die allermeisten Vorkommnisse structurell in die letztere Kategorie gehören. (Die olivinfreien (auch von Plagioklas und Sanidin freien) Nephelin-Augitgesteine kann man alsdann nach dem Vorgang von Rosenbusch als Nephelinit bezeichnen. Nephelinbasalt und Nephelinit würden sich also gewissermassen zu einander verhalten, wie Feldspathbasalt und Augitandesit.)

Die Nephelinbasalte, einschliesslich der zugehörigen Dolerite und Anamesite sind also ihrer normalen Zusammensetzung nach durch Nephelin, Augit und Olivin charakterisirt. Äusserlich pflegen diese Gesteine den Feldspathbasalten zu gleichen; in der mehr oder weniger dicht erscheinenden Masse meist von dunkler Farbe sind gewöhnlich Olivine allein oder mit Augiten ausgeschieden, auch treten hier und da Hornblende oder Glimmer als accessorische, aber makroskopische Gemengtheile hervor. Die doleritischen Varietäten lassen ihre Zusammensetzung mit dem blossen Auge mehr oder weniger gut erkennen; ist ihr Gefüge nicht compact, so treten wohl krystallisirte Gemengtheile auf den Interstitien hervor.

Der Nephelin bildet u. d. M. bisweilen farblose, wohl gekennzeichnete kurze Rechtecke und Sechsecke, welche gewöhnlich ungemein feine blassgrüne

bis fast farblose Mikrolithen eingewachsen enthalten; letztere gehören wahrscheinlich vor allem dem Augit und nicht dem Apatit an. Eine höhere Automorphie des Nephelins pflegt sich namentlich bei grösserer Menge desselben oder in Verbindung mit Glasbasis geltend zu machen. In sehr vielen Vorkommnissen stellt sich aber der Nephelin — übereinstimmend mit seinem Auftreten in vielen Nepheliniten, Tephriten und Basaniten — nicht in solchen selbständig krystallisirten Individuen dar, sondern als eine durch die nachbarlichen Gemengtheile ganz willkürlich und unregelmässig begrenzte, continuirlich ausgedehnt erscheinende Masse, welche oft, wie das pol. Licht lehrt, in mehrere verschieden gelagerte und auch ihrerseits meist nicht regelrecht contourirte Individuen zerfällt. Derartig beschaffene Nephelinsubstanz bildet manchmal in den Präparaten, bei gewöhnlichem Licht betrachtet, einen förmlichen farblosen Untergrund, in welchem die anderen Gemengtheile vertheilt liegen, oder füllt mehr die Zwischenräume zwischen den letzteren aus, weshalb man von einem Nephelingrunde und einer Nephelinfülle sprechen kann, wobei aber jedenfalls der erstere stets ein körniges Aggregat einzelner Individuen ist. Gümbel bezeichnete solche krystallinische, aber nicht von bestimmten Krystallgrenzen umzogene Substanzen als »leptomorph« (Fichtelgebirge 1879. 240). Zarte Augitmikrolithen sind sehr häufig ebenfalls in solchen Nephelinflecken vertheilt, ohne Rücksicht auf die etwaige körnige Zusammensetzung. Doch kommt es auch vor, dass mehrere Nephelintheile, die durch andere Grundmasse-Mineralien, z. B. Augite getrennt sind, gemeinschaftlich auslöschen, also einem einheitlichen Individuum angehören. Der Nachweis der Nephelinnatur ist bisweilen, wo grössere Partieen vorhanden sind, leichter, bei mikroskopisch recht fein gemengten Gesteinen schwer oder unsicher. Wenn auch die schwach milchbläulichen Polarisationsfarben, oder die hin und wieder im pol. Licht erkennbaren rechtwinkeligen Umgrenzungen gerade auslöschender Partieen auf die Spur geleiten, so sollte der Zuverlässigkeit der Bestimmung halber doch auch eine chemische Prüfung wo möglich eintreten: die für Nephelin angesprochene farblose doppeltbrechende Substanz muss bei Behandlung des Präparats mit kalter HCl eine Gallerte bilden, welche alsdann beim Imbibiren mit Fuchsinlösung gefärbt hervortritt; vielfach ist aber die Vertheilung im Präparat eine solche, dass die Wahrnehmung der Reaction gerade für die ins Auge gefassten Stellen an Sicherheit zu wünschen übrig lässt. Alsdann ist es erforderlich, das Gesteinspulver in der Kälte mit verdünnter HCl zu behandeln. Bildet sich bei diesem Versuch eine mehr oder weniger deutliche Gallerte und scheidet sich aus der Lösung beim Concentriren eine reichliche Menge von Kochsalzwürfelchen aus, so dient dies als Erweis für die Gegenwart des Nephelins, wofern nämlich natronhaltige Zeolithe dem Gestein fremd sind und dasselbe auch kein zersetzbares etwa natronreiches Glas in sich enthält. Sollte letzteres Glas gefärbt sein, so würde man es ja leicht an dieser Farbe, auch abgesehen von seiner Isotropie im Präparat neben dem Nephelin entdecken; wäre es aber ebenso wie dieser farblos, so würde sein gleichzeitiges Dasein blos auf Grund des isotropen Verhaltens nur sehr schwer

festzustellen sein, weil immer auch ein Theil der Nephelinpartieen, diejenigen in welchen die Hauptaxe senkrecht steht, sich isotrop verhält. — Der Nephelin ist hier, wie in Phonolithen geneigt, sich in zeolithische Substanzen umzuwandeln. Zeolithisirter und dabei vielleicht etwas gelblich gefärbter Nephelin darf nicht mit feinfaserigem Melilith verwechselt werden.

Solche Basalte, deren Grundmasse »statt des feldspathähnlichen Bestandtheils eine farblose (oder schwach graulich- oder gelblichweisse) Substanz enthält, die keine deutlich regelmässigen gradlinigen Umrisse zeigt, auch keine bestimmt gruppirten Einschlüsse enthält, jedoch zum grösseren oder geringeren Theil bläulichweiss oder bläulichgrau polarisirt«, wurden von Bořicky 1873 wegen der allgemein sehr grossen Ähnlichkeit mit dem Nephelinit Nephelinitoïde oder Nephelinitoïdbasalte genannt, »weil die stellenweise namentlich im polar. Licht deutlicher auftretenden regelmässigen rectangulären und hexagonalen Umrisse zu der Deutung geleiten, dass der bläulich polarisirende Antheil der farblosen Substanz aus minder vollkommen entwickelten Nephelinlängsschnitten, der dunkel polarisirende Antheil, der meist vorwaltet, theils aus Nephelinquerschnitten, theils aus Leucitdurchschnitten besteht«. Mit der Einschränkung, dass der »dunkel polarisirende Antheil« (d. h. wohl der zwischen gekreuzten Nicols dunkel bleibende) doch nicht meist vorwaltet und dass die Betheiligung des Leucits an solcher Substanz sehr zweifelhaft ist, kann vorstehender Satz angenommen werden. Nephelinitoïdbasalt (vielleicht hat Bořicky eigentlich den richtigeren Ausdruck Nephelinoïdbasalt wählen wollen) wäre daher gleichbedeutend mit Basalt, in welchem aller Wahrscheinlichkeit nach Nephelingrund odor Nephelinfülle statt des Feldspaths vorhanden ist. — Ganz verwerflich ist, trotz der versuchten Rechtfertigung, der früher von Möhl gebrauchte Ausdruck »Nephelinglas« für solche nicht selbständig contourirte Nephelinsubstanz.

Stelzner gelang es, aus Basalt von Breitenfeld bei Adorf solche Nephelinsubstanz ziemlich rein zu isoliren. Das Product, mit dem spec. Gew. zwischen 2,57 und 2,61, hielt 11,11 % in HCl unlöslichen Rückstand; der in HCl lösliche Theil besass, hiernach berechnet, zufolge der Analyse von Hans Schulze die Zusammensetzung: 38,66 SiO_2, 29,86 Al_2O_3, 3,92 Fe_2O_3, 4,11 CaO, 1,31 MgO, 14,98 Na_2O, 0,81 K_2O, 6,35 H_2O. Unter Berücksichtigung der theilweisen Zeolithisirung, des Eingemengtseins von Magnetitkörnchen und von feinen, der Salzsäure gegenüber nicht vollkommen widerstandsfähigen Augitnädelchen »kann das Resultat der chemischen Analyse offenbar als eine sehr gewichtige Stütze für die Annahme betrachtet werden, dass das wasserhelle schwach doppeltbrechende Element, welches in dem breitenfelder Basalt die zwischen den übrigen Gemengtheilen verbliebenen Lücken ausfüllt, als Nephelin aufzufassen ist« (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1882. 429).

Der Augit in diesen Nephelinbasalten ist demjenigen der Feldspathbasalte im Allgemeinen ganz gleich und liefert röthlichbraune und bräunlichgelbe Schnitte, mit wechselnd starkem Pleochroismus. Grössere Individuen, wie sie in den Nephelindoleriten, auch porphyrartig in den zugehörigen Basalten vorkommen, sind manchmal schön zonar. Gar nicht selten sind sie im Inneren heller, nach aussen allmählich dunkler, am Rande mit einem Stich ins Violette, wobei dann die Auslöschungsschiefe von innen nach aussen kleiner zu werden scheint. Auch eine Zwillingsbildung nach dem Orthopinakoid wird oft erblickt. Eingeschlossen sind Glaspartikel, Apatit, Magnetit, seltener Nephelin, Biotit, Hornblende, Haüyn und Flüssigkeit (letztere vielfach als liquide Kohlensäure erkannt). Als »Augitaugen« bezeichnete Möhl (namentlich für die Nb.e) charakteristische Zusammen-

rottungen von grossen, sehr wohlgebildeten, oft fast farblosen Augitkrystallen, welche im pol. Licht wahrhaft pfauenaugenartig hervorleuchten. Zwischen die prächtig an den Enden ausgewachsenen Individuen ist Nephelinsubstanz oder trichitreiches Glas geklemmt. Diese Aggregate werden gewöhnlich durch eine sehr kleinkrystallinische Zone vom eigentlichen Basaltgrund getrennt. — Über die randliche Umbildung des von Rinne für protogene Ausscheidung gehaltenen rhombischen Pyroxens (Hohenberg bei Bühne) in ein Aggregat von Olivin mit Glas dazwischen vgl. I. 723. — Auch der Olivin unterscheidet sich specifisch in nichts von dem der Feldspathbasalte; gewisse Nb.e sind besonders reich an makroskopischen Olivinkörnern. Erwähnung verdient nur, dass in den grobkörnigen Nd.en (z. B. Katzenbuckel, Wiesenthaler Eruptivstock, Löbauer Berg) der Olivin in deutlicher Weise quantitativ erheblich spärlicher vorhanden ist, als in den Nb.en und dass er hier local fast ganz aus dem Gemenge zurücktreten kann. — Magnetit und Apatit bieten ebenfalls keine Abweichungen.

Von accessorischen Gemengtheilen der Nb.e sind hervorzuheben: Leucit, in gewissen Gegenden so reichlich auftretend, dass er mit dem Nephelin gar um den Vorrang streitet, und es ungewiss bleibt, ob man das Gestein zu den leucitführenden Nephelin- oder den nephelinführenden Leucitbasalten stellen soll. Dies ist z. B. der Fall bei manchen Laven der Eifel, während wieder andererseits in vielen Gebieten z. B. Hessen, Baden, Rhön, Capverden der Leucit in den Nephelinbasalten gar keine Rolle spielt. — In ähnlicher Weise verhält es sich mit dem Melilith: die sehr charakteristischen, an Melilith reichen Nb.e sind auf einzelne Gebiete beschränkt, z. B. Laven der Eifel, Hegau, Erzgebirge. Auch Haüyn ist stellenweise häufig, anderswo gar nicht vertreten. Plagioklas kann örtlich in geringer Menge eintreten, ohne dass das Gestein Nephelinbasanit geheissen zu werden braucht. Sanidin hat im Ganzen hier gar keine Bedeutung; bei dem Nd. des Katzenbuckels ist er allerdings wohl in den meisten Varietäten, in einigen recht reichlich vertreten. Im Basalt des Hunrodsberges w. von Cassel beobachtete O. Fromm als Füllmasse zwischen den Grundmasse-Augiten undeutlich begrenzte farblose Stellen, welche, nachdem sämmtlicher Nephelin gelöst ist, von HCl nicht angegriffen wurden; sie zeigen hin und wieder eine Zwillingsnaht, welcher die Auslöschung parallel geht und er hält sie daher für Sanidin. — Eine grössere Bedeutung gewinnen aber Biotit und Hornblende, die hier ohne Zweifel viel öfter erscheinen, als in den Feldspathbasalten; dabei beschränkt sich die Hornblende nicht blos auf makroskopische Individuen, sondern nimmt auch wohl an der Grundmasse Theil. K. Vogelsang beschreibt aus eifeler Nb.en regelmässig vertheilte kleine, irregulär begrenzte Partikel von Hornblende, welche selbst in dünnsten Präparaten tief dunkelbraun durchscheint und eine fast gänzliche Absorption der parallel c schwingenden Strahlen zeigt. Dem Biotit hat Olivin manchmal als Structurcentrum gedient. — Perowskit erscheint hier und da, auch ohne anderweitige Begleitung von Melilith. Titanit ist jedenfalls äusserst selten und findet sich in dem Nd. des Katzenbuckels, aus welchem Sandberger auch Pleonast anführt. Eckige, lichtgrüne und wie es scheint isotrope

Körner in einem melilithführenden Nb. von Elberberg in Hessen spricht Stelzner unter Reserve als Hercynit an. Pseudobrookit ist zufolge Lattermann in den einen gelben Augit führenden Varietäten des Katzenbuckeler Gesteins vorhanden. In zwei hierher gehörigen eifeler Laven beobachtete Busz blauen Cordierit.

Wenn sich so die Nephelinbasalte als Ganzes auch dadurch von den Feldspathbasalten unterscheiden, dass bei ihnen die Fähigkeit vorliegt, Leucit, Melilith, Haüyn in grösserer Menge aufzuweisen, Mineralien, die von den eigentlichen Feldspathbasalten sozusagen ausgeschlossen sind, ferner dass Biotit und Hornblende hier eine viel grössere Rolle spielen, so gesellt sich dazu der weitere Gegensatz, dass die Nb.e durchschnittlich erheblich ärmer an Glasbasis sind. Jene bei den Feldspathbasalten vorkommenden, so abwechslungsvollen Ausbildungsweisen, dass reichliche Glasmasse oder halbglasige oder entglaste amorphe Zwischenmasse zugegen ist, finden sich hier nur relativ spärlich vertreten oder schwach angedeutet und treten augenfällig ganz in den Hintergrund. In der That ist bald mehr bräunliches, bald mehr farbloses Glas beobachtet worden, aber im Allgemeinen pflegen die Nb.e von recht krystalliner Structur zu sein. — Bisweilen sind rundliche Anhäufungen von kleinen Augitprismen und ebensolche von Nephelinindividuen fleckenweise ziemlich scharf von einander getrennt. — Die Ausbildungsweise der vorwiegenden Mineralien bedingt es, dass hier Fluctuationserscheinungen nur selten beobachtet werden.

Die mineralische Zusammensetzung bringt es mit sich, dass die Nb.e nach verschiedenen Richtungen hin Übergänge zu zeigen vermögen: durch reichliches Eintreten von Plagioklas vollzieht sich derjenige in Nephelinbasanit, ein Verschwinden des Olivins bringt den in Nephelinit zu Wege, aus leucitführenden Varietäten können sich Leucitbasalte, aus melilithführenden Melilithbasalte entwickeln. Allen diesen Gesteinen stehen die Nb.e viel näher als den Feldspathbasalten. Die Nb.e sind ferner einer Ausbildung als Tachylyt fähig; endlich können auch unter den Magmabasalten Glieder vorhanden sein, welche bei Entwickelung eines eisenfreien Thonerdesilicats Nb. geliefert haben würden.

I. Pietzelstein bei Spahl in der Rhön, Ed. Möller 1888; spec. Gew. 3,011.
II. Beyer bei Dermbach, Rhön, Bredemann 1874; spec. Gew. 3,058.
III. Bauersberg bei Bischofsheim vor der Rhön, Singer 1879; spec. Gew. 2,89.
IV. Meiches im Vogelsberg, am Fuss der Todtenkirche, mit Nephelinit verbunden Sommerlad 1883; spec. Gew. 3,103.
V. Herchenberg, n.ö. vom Laacher See, Nephelinbasaltlava mit Leucit und Melilith. Rammelsberg, Mitth. an Roth 1872.
VI. Bärenstein, s. von Annaberg, Sachsen. Pagels 1858.
VII. Löbauer Berg, Sachsen, Heidepriem 1850.
VIII. Klausen bei Arzberg im Fichtelgebirge. Loretz bei Gümbel 1879.
IX. Kuppe des Dreistelz bei Brückenau in der s. Rhön, nephelinreich. Lenk 1887; spec. Gew. 3,114.
X. Rosengärtchen bei Heubach, südl. Rhön, Tichauer bei Wedel 1890.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO_2	41,80	38,95	42,18	42,37	41,24	42,64	42,12	42,72	40,31	45,19
Al_2O_3	12,43	10,65	14,66	8,88	15,28	17,11	14,35	17,00	12,24	10,49
Fe_2O_3	6,29	12,92	4,49	11,26	4,64	5,29	13,12	13,82	5,77	8,60
FeO	4,84	2,79	5,67	7,80	9,09	2,38	—	—	10,92	5,04
MnO	—	Spur	Spur	—	—	0,45	0,18	Spur	—	0,50
CaO	10,88	15,46	10,96	10,93	12,97	14,58	13,00	11,34	12,12	12,94
MgO	13,62	10,91	5,53	13,01	8,69	7,34	6,14	8,29	9,10	5,97
K_2O	1,71	1,13	3,53	1,21	3,64	1,38	2,18	1,95	1,08	4,09
Na_2O	3,40	2,62	9,46	4,51	3,66	3,43	4,11	3,46	7,52	2,04
P_2O_5	Spur	1,02	Spur	0,21	Spur	—	1,65	—	0,45	—
TiO_2	2,15	0,61	1,18	1,55	—	1,80	0,54	2,62	0,89	1,01
H_2O	2,17	3,14	—	0,34	0,92	2,35	3,42	0,52	0,29	3,31
	99,29	100,20	97,66	102,07	100,13	101,14	101,12	101,72	100,69	99,06

Ferner ergaben noch: I: 0,65 CO_2, 0,13 SO_3, Spur Cl, 0,94 seltene Erden; II und IV Spur Cl; III: 1,58 NiO, 1,09 CoO, Spur Cl; VI: 0,07 SrO; VII: Fl, Cl; X: 0,20 MoS_2, 0,47 CO_2. — In den Nd.en des Katzenbuckels fand Rosenbusch Co, Ni, Sr, kein Ba; wahrscheinlich enthält das Gestein auch Vanadin.

Die Nephelinbasalte sind ihrem Mineralgemenge nach relativ recht basische Gesteine, im Allgemeinen etwas kieselsäureärmer als der Durchschnitt der Feldspathbasalte, wenn man von den anorthitführenden Gliedern der letzteren absieht. Auffallend ist, dass ihr Gehalt an CaO eine Höhe erreicht, wie in den Feldspathbasalten, da diese reich sind an hier fehlendem kalkhaltigem Plagioklas, während in den Nb.en, sofern sie nicht melilithführend sind, nur der Augit der Träger einer wesentlichen Menge von CaO sein kann. Der Wechsel im Gehalt an MgO beruht auf der variirenden Menge von Olivin und Augit. Der Nb. von Oberleinleiter im fränkischen Jura enthält gar 13,74% MgO auf 15,30 CaO bei 39,16 SiO_2; der melilithführende Nb. vom Hohenberg bei Bühne selbst 17,13% MgO auf nur 18,38 CaO bei 37,98 SiO_2. — Na_2O pflegt, auf Grund der Nephelinführung und der gewöhnlichen Abwesenheit eines wesentlich K_2O haltigen Minerals, erheblich das K_2O zu übersteigen; dass dies in V nicht der Fall, ist wohl in der Gegenwart von Leucit begründet; in X ist es nach der angegebenen mineralogischen Zusammensetzung unerklärlich. V zeigt auch, dass melilithhaltiger Nb. nicht mehr CaO zu führen braucht, als melilithfreier. TiO_2 ist möglicherweise zum Theil an Augit gebunden.

Unter den Kuppen der *Eifel* wurden von K. Vogelsang einige als Nb. erkannt: Tomberg, s.ö. von Rheinbach, ganz im N., und Steineberg bei Mehren, ganz im S. der Vorkommnisse gelegen, beide ganz normal, mit gut begrenztem Nephelin; das Gestein vom Tomberg hält 34,6 lösliche Bestandtheile; Nitzbach's Steinchen bei Adenau, mit minder gut begrenztem Nephelin, reichlichem braunem Glas und einem Gehalt an sehr dunkler, regelmässig vertheilter Hornblende. Hierher wohl auch das Gestein vom Hochkelberg. — Martin zählt noch hinzu das Gestein von der Nürburg.

Grössere Verbreitung als unter den Kuppen der Eifel besitzen die Nb.e unter den dort geflossenen Laven, welche sämmtlich entweder zu den Nephelin- oder Leucitbasaltlaven gehören, und in denen sich, mit einer einzigen Ausnahme, gar kein vorwiegender Plagioklas gefunden hat. Während es hier seltenere Laven gibt,

welche entweder blos Nephelin oder blos Leucit führen, sind andere verbreitet, in denen das vorwaltende eine Mineral von dem anderen zurücktretend begleitet wird, aber auch solche sind bekannt, in denen beide Silicate sich fast das Gleichgewicht halten. Überdies scheint selbst innerhalb eines und desselben Stroms der relative Gehalt an beiden Mineralien zu wechseln. Bisher haben sich, abgesehen von den vorläufigen Feststellungen von F. Z., namentlich Hussak, Busz und Seiwert mit der mikroskopischen Untersuchung beschäftigt, wobei es sich aber zuträgt, dass das Vorkommniss, welches der Eine eine nephelinführende Leucitbasaltlava nennt, von dem Anderen als eine leucitführende Nephelinbasaltlava bezeichnet wird und umgekehrt. Theilweise kommen diese abweichenden Angaben davon her, dass wirklich an einem Punkte zweierlei verschiedene Laven (vielleicht in Form zweier Ströme) vorkommen, wie denn Jos. Seiwert nachwies, dass am Kyllerkopf bei Rockeskyll Nephelinlava ohne Leucit mit Haüyn und Melilith, andererseits Leucitlava mit wenig Nephelin ohne Haüyn und Melilith erscheint. — Als reine Nephelinbasaltlaven scheinen folgende gelten zu können: Bertrich im Uessthal und Käsegrotte; Falkenley bei Bertrich; Strohn (vereinzelte blassblaue Haüyne, häufiger Plagioklasleistchen, mit brauner Glasmasse); Lavastrom am ö. Rande des Schalkenmehrener Maares; Wehrbusch bei Daun; Riemerich bei Neuenkirchen (Nephelin in deutlichen Querschnitten, Olivin nur spärlich, Glimmer reichlich, ebenso Melilith und Perowskit). — Gossberg bei Steinborn (Nosean recht reichlich, Olivin spärlich, Melilith und Perowskit in geringerer Menge); Scharteberg bei Kirchweiler (im unteren Strom nach Hussak Haüyn und Perowskit, welche zufolge Busz im oberen fehlen); Dungerheck (Dauner-heck) mit guten Querschnitten von Nephelin, Olivin spärlich, Perowskit; Hohenfels, mit Zwillingen und Drillingen von Olivin, auch mit Melilith und Perowskit; Feuerberg bei Berlingen; Sonnenberg bei Pelm; Kyller Höhe bei Hillesheim, sehr reich an dunkelviolettem Nosean, auch mit Melilith; Hiemerich, Rusbüsch bei Roth, w. von Niederbettingen, mit soviel Melilith, dass dadurch die sehr poröse Lava mehr gelblichgrau als schwärzlich aussieht, auch Perowskit (sehr selten blauer Cordierit »in z. Th. sechsseitigen Blättchen«, nach Busz); Löhwald bei Oberbettingen; Winkel und Kalemberg bei Birresborn; Strotzbüsch bei Strohn mit Cordierit. — Als leucitführende Nephelinbasaltlaven haben sich ergeben: Üdersdorf an der Strasse von Daun nach Manderscheid, führt auch reichlich Melilith, nicht selten Biotit; Warth bei Daun mit Biotit und Perowskit; Dockweiler mit ebensoviel Nephelin als Leucit, sehr augitreich, nach Hussak frei von Olivin, nach Busz lassen sich Pseudomorphosen dieses Minerals nachweisen; Kahlenberg bei Dreis, mit spärlichem Leucit; Döhmberg bei Dreis, reich an Leucit, mit gelbem Augit; Altervoss bei Berlingen; Kuppe zwischen Pelm und Gerolstein am linken Ufer der Kyll; Buch bei Hillesheim; Lohschütt bei Roth mit wenig Leucit; Rodderskopf bei Oberbettingen mit reichlichem Perowskit; Mosenberg bei Manderscheid, glasreich mit grossen Olivinen, während grössere Augite fehlen.

Aus dem Gebiet des *Laacher Sees* gehört hierher die graue Lava vom Herchenberg im Brohlthal; sie zeigt, ähnlich wie die Lava vom Capo di Bove bei Rom, auf Drusen und Spalten makroskopisch Leucit und Nephelin (gewöhnlich ersteren reichlicher), Augit und Melilith; u. d. M. erscheint viel klarer Nephelin, dunkelcitrongelber Melilith, Leucit (aber selbst in Stücken, die ihn auf Poren auskrystallisirt enthalten, nicht sonderlich reichlich), Augit, Olivin, oft viel Biotit, Magnetit, Apatit, Perowskit; auf den Hohlräumen der Schlackenmassen sitzen oft reichliche blutrothe Granatkryställchen (Wolf, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1867. 31). Dannenberg rechnet hierher die Schlacken und Bomben des Leilenkopfs bei Niederlützingen mit relativ reichlichem Haüyn und Melilith. — Nach Angelbis gehören im Westerwald die Gesteine von der Fuchskaute s.w. von Willingen, dem höchsten Berge des

Westerwaldes (657 m), von der ö. Kuppe des Höllberges n.w. von Driedorf, sowie vom Barstein w. von Gusternhain zum Nephelinbasalt (v. Dechen, Erläuter. z. geol. Karte d. Rheinprov. u. W. II. 1885. 45).

Untere Maingegend und Odenwald. Zu dem Nephelinbasalt (oder vielleicht dem Nephelinbasanit) gehören wohl auch die merkwürdigen Vorkommnisse von Naurod im Taunus, welche den Sericitschiefer durchbrechen. Das dichte bläulichschwarze Gestein zeigt zwar u. d. M. nur bräunliche Augite, recht oft mit grünem Kern, Olivin und reichlich Magnetit, auch rothbraunen Biotit und Apatit, daneben noch eine mehr oder weniger deutliche Glasbasis, aber wie schon F. Z. (Basaltgest. 181) hervorhob und Sommerlad bestätigte, für gewöhnlich gar keine Andeutung eines feldspathartigen Gemengtheils (Sandberger führt später Plagioklasleistchen als nur ganz vereinzelt und jedenfalls unwesentlich auf). In feinkörnigen Ausscheidungen jedoch, welche mitten im dichten Basalt liegen, gewahrte Sandberger ausser grösseren Biotiten und Augiten zahlreiche weisse Punkte, welche sich als theilweise milchig getrübte und strahlig zeolithisirte Nepheline zu erkennen gaben. Solche Abänderungen sind erheblich glasärmer. »Der Nauroder Basalt ist also eigentlich ein Nephelinbasalt in besonderer Ausbildung.« Damit hängt zusammen, dass HCl das Gestein unter starker Gallertbildung zersetzt; löslich, beziehungsweise zersetzbar sind 46,95 %; das ganze Gestein enthält 3,37 Na_2O auf 1,31 K_2O (nach Sommerlad zeigt sich beim Behandeln mit HCl »kaum ein Gelatiniren«). Sehr merkwürdig sind noch die fremden Einschlüsse, welche der Nauroder Basalt in überaus grosser Menge und von allen Dimensionen (1,5 m Breite bis zu mikroskopischen Splittern) enthält, so dass es geradezu unmöglich erscheint, ein davon freies Stückchen anzuschlagen. Es sind der Häufigkeit nach: Sericitschiefer, Quarz, Bronzit, Chromdiopsid, muscheliger Augit, basaltische Hornblende, körniger Orthoklas, Oligoklas, Titanit, Picotit, gemeine Hornblende, Granat, Sillimanit, Hyacinth; ferner auch Einschlüsse von Gneiss in verschiedenen Modificationen, Glimmerdiorit, Gabbro, körniger Olivinfels, körniger Kalk, Quarz mit Flussspath (nach Sandberger's Angaben); nach Zickendrath noch Kersantit. Die Quarzbröckchen werden auch hier regelmässig von einem grünlichen Saum umgeben, welcher sich u. d. M. als aus scharf ausgebildeten Augiten bestehend erweist. — Bei Oberauroff unfern Idstein Gang von tiefschwarzem typischem Nb., stark gelatinirend (Zickendrath, Der Kersantit v. Langenschwalbach 1875. 9).

Rossberg bei Rossdorf, s.ö. von Darmstadt, Kegel von blaugrauem echtem Nb. mit Olivin, durchbrechend Sandstein des Rothliegenden; u. d. M. vorwaltend Augit (ca. 50%), Nephelin, meist als Fülle vorhanden, Olivin, Magnetit, Apatit; accessorisch Haüyn, Biotit; der von Hornstein angegebene Plagioklas fehlt, ebenso jede Basis; Nephelin scheint nach Hornstein auch wohl makroskopisch sichtbar zu sein; der von Grubemann angegebene Melilith ist nach Chelius und Stelzner streifiger Nephelin. Dieser Basalt vom Rossberg ist namentlich bekannt geworden durch die in ihm enthaltenen glasigen Partieen, welche als Tachylyt, Hydrotachylyt, Hyalomelan bezeichnet und anfangs wohl als nesterweise auftretende glasige Modificationen der Basaltmasse selbst im mehr oder weniger frischen Zustand gedeutet wurden, bis zuletzt Chelius darthat, dass hier nur eingeschmolzene Einschlüsse von Gesteinen des Rothliegenden vorliegen. Von den früheren manchfachen Untersuchungen über diese vielgenannten Substanzen sind hervorzuheben: Als Hydrotachylyt bezeichnete Petersen (N. Jahrb. f. Min. 1869. 32) bouteillengrüne bis schwarze, im nicht mehr ganz frischen Zustand auch wohl bräunliche Nester und kugelige Massen (auch kleine im Gestein eingesprengte Partieen) von fettartigem Glanz, muscheligem Bruch, der Härte ca. 3, dem spec. Gew. von nur 2,130, leicht schmelzend und von conc. HCl leicht zerlegbar, u. d. M. meist ohne eine Spur krystallinischer Ausscheidungen. Die Analyse ergab u. a.: 47,52 SiO_2, 1,85 CaO, 4,63 K_2O,

2,38 Na_2O und 12,90 H_2O (daher der Name). Die Analyse des Rossberger Basalts selbst durch Petersen mit u. a. 40,53 SiO_2, 14,62 CaO, 1,95 K_2O, 2,87 Na_2O, 1,44 H_2O, zeigt, dass der Hydrotachylyt nicht als das glasige Erstarrungsproduct der Eruptivmasse gelten kann, auch nicht, wenn man ihn wasserfrei berechnet. Später (ebendas. 1873. 384) fand Petersen in dem Rossdorfer Basalt auch einen schön bouteillengrünen Einschluss von »Tachylyt« (spec. Gew. 2,524, Härte 5—6, von HCl schwer zerlegbar), mit gar 66,42 SiO_2, nur 1,19 CaO, dem sehr hohen Alkaliengehalt von 7,36 K_2O und 6,09 Na_2O, aber nur 0,73 H_2O, eine Zusammensetzung, welche ebenfalls mit der des Gesteins nichts zu thun hat. Cohen gab (ebendas. 1879. 871) Mittheilungen über drei verschiedene dortige Gläser: a) grünem Bouteillenglas täuschend ähnlich mit nur 0,48% H_2O, nur höchst unbedeutend von HCl angreifbar; b) dunkelolivengrün bis braun, nur fettartig glänzend mit 18,61% H_2O; c) grünlichgrau, opak mit mattem Glanz und 14,68% H_2O; die letzteren beiden leicht zersetzbar. Zufolge Lepsius (Mainzer Becken 1883. 28) schliesst der Basalt Sandsteinbruchstücke des Rothliegenden ein, und die Glaspartieen sind meist an solche Einschlüsse gebunden; in einem braun durchscheinenden Hydrotachylyt, der um einen Sandsteineinschluss eine 10—30 mm breite Zone bildete, und ohne bestimmte Grenze in den Basalt übergeht, fand er ca. 53 SiO_2, abermals ca. 4,5 K_2O, 14,6 H_2O. Nach der Angabe von v. Chrustschoff, welcher mehrere Varietäten beschrieb, sollen die schwer zersetzbaren, im Dünnschliff ein grünliches, bräunliches bis violettes Glas liefernden wechselnde Mengen von krystallinischen Ausscheidungen enthalten, namentlich Augit (isolirt analysirt), Nephelin, Magnetit, Tridymit, braun durchsichtigen Spinell, eine feldspathähnliche Substanz, auch Quarze mit Glaseinschlüssen; ferner Sphaerolithe und allerhand Mikrolithen (Bull. soc. minér. VIII. 1885. 62).

Andere Vorkommnisse von Nb. aus der Gegend von Darmstadt sind nach Chelius: Zahl, n.w. vom Rossberg, Stetteritz bei Gundernhausen, Dieburger Weg, Frankfurter Strasse nördl. von Langen, zwischen Sporneiche und Mainzer Eichen (plagioklashaltig), Egelsbacher Wingerten, Eichwäldchen bei Götzenhain, Bulau bei Dietzenbach, Offenthal (mit Haüyn und Melilith). — Auerbach an der Bergstrasse Stock von typischem, olivinreichem Nb. im Gneiss (F. Z., Basaltgest. 173).

In dem »Nephelindolerit« der flachen Kuppe des Katzenbuckels bei Eberbach im Odenwald, welche den Buntsandstein bis zu seinen obersten Schichten durchsetzt, wies K. C. v. Leonhard 1822 zuerst den Nephelin als gesteinsbildendes Mineral nach. Das Gestein nimmt eine Mittelstellung zwischen Nephelinit und Nephelinbasalt ein. In jeder der hier auftretenden zahlreichen Abänderungen kommen vor: Nephelin, in den gröber struirten Varietäten als wohlgebildete Krystalle, oft mit stark getrübten Randzonen; er schliesst wohl ein Augitmikrolithen, farblose Stäbchen, Gasporen, kleine scharfe Nepheline, ganz vereinzelt Olivinkörner. Augit in lichtgelblichgrünen Schnitten (mit Einschlüssen von Magnetit, Nephelin, Glas, spärlichem Apatit, nur vereinzelten von Olivin oder Hornblende; die Interpositionen erfüllen oft den Augit zum grossen Theil); die kleineren Augite pflegen einschlussfrei zu sein; bisweilen in schilfförmigen Stengeln. Ferner erscheint Olivin recht wechselnd, niemals sehr reichlich, bisweilen fast ganz auf die Grundmasse beschränkt; Magnetit; Apatit; Haüyn fast nie makroskopisch, nirgends ganz frisch; Biotit (neben welchem Lattermann auch Anomit nachwies), oft verzwillingt, an Menge und Grösse schwankend in den weitesten Grenzen. — In den meisten Abarten treten noch braune Hornblende (makroskopisch nicht ersichtlich) und Sanidin (am wenigsten constant) hinzu. Vielleicht ist noch Melanit vorhanden. Plagioklas und Glasbasis sind mit Sicherheit nicht nachweisbar. — Einige der charakteristischsten Varietäten sind: Feinkörniger bis dichter mattschwarzer Nephelinbasalt, frei oder fast frei von grösseren Ausscheidungen; dunkelbräunlichviolette Grundmasse mit

ausgeschiedenem reichlichem weissem Nephelin, Haüyn und grösseren Augiten; kleinkörnige anamesitische Varietät mit grösseren porphyrartigen Augiten (diese ist lediglich anstehend und bildet den obersten Gipfel des Gaffsteins); grobkörnige doleritische Varietäten mit grösseren Krystallen von Nephelin und Augit oder einem dieser beiden Mineralien (reich an Nephelin, dagegen Biotit und Sanidin bald reichlich, bald fast ganz fehlend); Nephelinbasalt, sehr reich an Sanidinleisten, arm an Olivin; so dass petrographisch ein Hinneigen zum Phonolith stattfindet; hierher gehört auch die Abart mit lebhaft öl- bis lauchgrüner, anscheinend homogener Grundmasse, aus welcher sich prächtige wasserklare Nephelinkrystalle, Biotittafeln, Körner und Oktaëder von Magnetit und Olivin scharf porphyrisch abheben. Auf Verwitterungs- und Kluftflächen ist Granat beschränkt, welcher, begleitet von Natrolith (und feinen Strahlsteinnadeln) als secundär gilt.

S.-W.-Deutschland. Aus den bunten Keupermergeln tritt der Nb. des Steinbergs bei Weiler unweit Sinsheim im Elsenzthal hervor, äusserst zäh, graulichschwarz, reich an Augit und Olivin; führt auch kleine Biotitfetzchen (in einer Varietät treten dunkeltombakbraune Glimmertafeln porphyrisch hervor), ganz vereinzelt Hornblende. Sandberger rechnete das Vorkommniss zu seinem Buchonit nach dem Typus des Gesteins von Poppenhausen, womit aber die durchschnittliche mikroskopische Zusammensetzung gar nicht übereinstimmt; doch findet sich nach Rosenbusch in manchen Abarten auch etwas Plagioklas. — Hamberg bei Neckarelz, Gang im Muschelkalk, Haüyn und Biotit führend mit spärlichem Olivin (F. Z., Basaltgest. 173. Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1874. 607. Möhl, ebendas. 941. Benecke u. Cohen, Umgegend von Heidelberg 1881. 525). — Hauenstein, s.w. von Hornberg, Gang von Nb. im Biotitgranit.

Mitten zwischen den Melilithbasalten der schwäbischen Alb ist der den weissen Jura ε durchsetzende Basalt vom Eisenrüttel ö. von Gächingen ein etwas Nosean führender Nb., frei von Melilith und Perowskit. — Die Basalte des Hegaus dürften mehr zu den nephelinarmen Melilithbasalten, als zu den melilithführenden Nephelinbasalten gehören, aber immerhin eine Zwischenstellung einnehmen.

Im Kaiserstuhl findet sich neben Nephelintephriten und Nepheliniten ein echter Nb. zwischen der Burg Sponeck und dem Flecken Burgheim; sodann am Scheibenberg und im Liegenden der Tuffe bei Sasbach, auch in der Haggasse bei Oberschaffhausen, letzterer mit Haüyn (nach Rosenbusch). — Ferner gehören hierher im Breisgau die kleinen Basaltvorkommnisse vom Handschuhhof bei Freiburg und von Mahlberg bei Orschweier (nach Rosenbusch); letzterer melilithhaltig. — Bei Urbeis, Kreis Rappoltsweiler im Elsass, 0,5 m mächtiger Gang von Nb. im Kammgranit (Bücking).

Hessen. Grebenstein im Kreise Hofgeismar, melilithführender Nephelinoïdbasalt mit reichlichem Haüyn, ohne Perowskit (Stelzner); am Igelsknap bei Oberlistingen unfern Hofgeismar, im Röth und Muschelkalk gelegen (Ebert). — Hunrodsberg w. von Cassel, Rehtberg, Hohenstein n.w. von Cassel; melilithführende Blöcke bei Hohenkirchen, n. von Cassel (nach Fromm). — Gipfel des Steinbühls bei Elberberg, w.s.w. von Cassel, reiner Nb.; in der Nähe »an der Trift« melilithhaltiger Nb. mit Perowskit und Haüyn; die beiden treten aus buntem Sandstein hervor (Stelzner). — Hohenberg (Hamberg) bei Bühne zwischen Borgentreich und Trendelburg an der paderborn-hessischen Grenze; Melilith ungleich vertheilt, sehr reichlich Haüyn, auch Perowskit; der von F. Z. angegebene Leucit scheint vielfach zu fehlen. Auf Poren Nephelin und Apatit auskrystallisirt (vgl. G. Rose, Karsten's Archiv XIV. 1840. 261 und Fr. Hoffmann, Pogg. Ann. III. 1825. 37); Hüssenberg bei Eissen unfern Borgentreich. — Ferner werden als Nb.e angeführt die Localitäten: Daseburg auf der Warburger Börde (haüynreich), Böddiger s.s.w. von Cassel, Rettberg bei Grebenstein

n. von Cassel, Grosser Gudenberg bei Zierenberg, Alpstein bei Kirchhosbach, Wackenbühl im Seulingswalde bei Höhnebach, Mölln bei Cassel, Essiggrube bei Fritzlar. — Im Vogelsberg am Ziegenstück zwischen Ilbenhausen und Herbstein, augitreicher, ganz vereinzelt Plagioklas führender Nb. (Sommerlad). — Döhnberg w. von Hausen und Ibrakuppe bei Oberaula im Knüllgebiet (Oebbeke).

Rhöngebiet: Südl. Rücken des Stoppelsberg oberhalb Weichersbach und Oberzell, überlagernd Tuff, bedeckt und durchbrochen von einem olivinfreien Feldspathbasaltgestein (Augitandesit Bücking); Rosengärtchen bei Heubach; Bauersberg bei Bischofsheim (Bücking und Singer). — Kreutzberg, das s. Ende der Rhön, schwarzgrau mit ausgeschiedenem Olivin; u. d. M. Nephelinfülle; der von Stelzner (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1882. 422) als reichlich angegebene Haüyn kommt nach Lenk nicht vor; nach Bredemann besitzt dieser Basalt einen unlöslichen Antheil mit dem Sauerstoffverhältniss 1,1 : 3 : 4,42 und der Autor ist unbegreiflicher Weise geneigt, denselben als aus unzersetzt gebliebenem Anorthit bestehend zu erachten; sehr sonderbar ist auch die Angabe, dass das mit dem Magnet behandelte Pulver einen fast nur aus Olivin bestehenden Rückstand lasse. — Aus der s. Rhön erwähnt Lenk noch eine bedeutende Anzahl von Nb.en, davon 19 glasführende und 75 glasfreie Vorkommnisse; der Nephelin bildet in den ersteren bisweilen auch makroskopische fettglänzende Partieen und ist u. d. M. in allen mitunter ziemlich regelmässig begrenzt. — Ferner in der n. Rhön die typischen Nb.e vom Saisberg bei Mannsbach, vom Steinberg s.ö. von Schenklengsfeld, vom Buchwald s. von Rasdorf, vom Setzelberg, von der Südseite des »Vorderen Wald« und von der Sachsenburg im Geisaer Wald, vom Ulsterberg bei Vacha, vom Pietzelstein bei Spahl (letztere beide sehr glasreich) und vom Beyer bei Dermbach (haüynreich), dem höchsten unter den n. Vorbergen der hohen Rhön. — Weitere Nb.e aus der »Langen Rhön« macht Proescholdt namhaft im Jahrb. preuss. g. Landesanst. f. 1885. 239. — Dachsberg bei Ostheim und Heppberg bei Oberelzbach am Südostrande der Rhön (nach Proescholdt).

In dem Gebiet zwischen Rhön und Thüringerwald: Riederhof bei Oberkatz, stromartige Decke über Gypskeuper; Hunnkopf bei Immelborn, Durchbruch durch Buntsandstein, mit grossen Individuen von Hornblende, bisweilen biotithaltig; mandelsteinartig durch Natrolith, in welchen der Nephelin theilweise umgewandelt ist. — Blessberg bei Rossdorf, Decke über Röth; Grosser Dollmar, mächtige Decke auf Keuper; Strauchhahn bei Römhild, mit Glasbasis in dünnen Häuten (Bücking). — Schäferberg, ö. vom Grossen Gleichberg bei Simmershausen (Proescholdt). — Pflasterkaute bei Marksuhl unweit Eisenach, mächtige cylinderförmige Masse im Buntsandstein, am Rande basaltisch, im Inneren doleritisch, mit Zeolithen gemengt; Nephelin auch in Drusen auskrystallisirt; in der basaltischen Varietät Nephelindurchschnitte bis zu 0,04 mm im Durchmesser; stark umgewandelte Olivine mit Flüssigkeitseinschlüssen; stellenweise eine lichtbräunlichgelbe, von Trichiten durchsponnene Glasmasse, in welcher die Nepheline zurücktreten und die Augite vorzüglich auskrystallisirt sind (F. Z.).

Vom Patersberg bei Veitlahm im *fränkischen Jura* erwähnt Gümbel einen Nb. mit Nephelinfülle und Haüyn (Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges 1879. 255); ein weiteres Vorkommen im fränkischen Jura ist das vom Häsigberg bei Oberleinleiter (18 km ö. von Bamberg), sehr reich an Augit, mit nur spärlichen Nephelinen in einer Glasbasis, welche zum Theil eine nephelinähnliche Zusammensetzung haben dürfte (Leppla und Schwager). — Aus dem *Fichtelgebirge* wird von Gümbel auch eine Anzahl von Nephelinoïdbasalten namhaft gemacht: Rauher Kulm bei Kemnath (mit etwas Plagioklas), vom Thürlein im Buchwalde bei Selb, Schlottenbrunn beim Wölsauer Hammer im Reichsforst, Klausen bei Arzberg (sehr spärlich Leucit); ebendas. 242. Stelzner vermuthet mit Recht, dass diese Gesteine wohl etwas

Melilith halten dürften, wofür er jene neben der Nephelinfülle vorkommenden ungestreiften Nädelchen zu halten geneigt ist, welche mit lebhafterem Blau als der Nephelin polarisiren und von Gümbel als Plagioklas gedeutet wurden; damit würde auch der hohe Kalkgehalt (6,71—10,33 %) des in HCl löslichen Basaltantheils in Verbindung stehen.

Sächsisches Erzgebirge, Sachsen. An dem mächtigen im Glimmerschiefer aufbrechenden Eruptivstock von Oberwiesenthal im südl. Erzgebirge, welchen Sauer eingehend beschrieb, betheiligen sich Nephelinbasalte und Phonolithe, die petrographisch und tektonisch eng verbunden sind. Die Nb.e bestehen aus überwiegendem, meist zonarem Augit und Nephelin (selten in Krystallen), führen ferner titansäurereichen Biotit, Hornblende und Olivin (beide nur spärlich), Haüyn, Leucit, Magnet- und Titaneisen, zu leukoxenähnlicher Substanz verwitternden Perowskit, Sanidin (ganz selten), Apatit, Eisenkies; der Biotit, makroskopisch in bis 2 cm grossen Tafeln, ist als Bestandtheil der Grundmasse entweder gleichmässig vertheilt, oder um Titaneisen, Magnetit, Augit in Höfen angereichert. Die Structur dieser Gesteine schwankt zwischen körnigem Nephelindolerit und einem homogenen, tiefschwarzen Tachylyt (Glas nur mit Magnetitstaub und Augitnädelchen); die doleritische Ausbildung scheint namentlich dem Centrum, die hyaline der Peripherie des Stocks anzugehören. Haüyn, selten frisch, tritt als erbsengrosse trübe Krystalle auf und verleibt dann den schwarzen glasreichen pechglänzenden oder feinkörnigen Abarten eine auffällige weisse Tüpfelung. Hier finden sich auch innerhalb des Basalts die I. 794 genannten fragmentaren, bis kubikfussgrossen grobkrystallinischen Ausscheidungen (Sauer's endogene Einschlüsse), welche recht verschiedene Mineralcombinationen sind und darunter auch einen sehr schönen Nephelindolerit darstellen, in dem aber der Olivin sehr zurückzutreten scheint; hier bildet der Perowskit bis über erbsengrosse Körner, der Apatit glasglänzende Prismen bis 4 mm dick und an 150 mm lang, meist einen centralen Glasfaden einschliessend; Sauer beobachtete auch ein pechglänzendes isotropes melanit- oder schorlomitartiges Mineral in Verbindung mit Nephelin (Sauer, Sect. Wiesenthal 1884; Z. geol. Ges. XXXVIII. 1885. 445).

Habichtsberg bei Neudorf (Sauer, Sect. Wiesenthal, 1884). Kuppe w. von Neudorf, Stock im Muscovitgneiss, sehr reich an Haüyn, ärmer an Nephelin (Sauer, vgl. auch Möhl, N. Jahrb. f. Min. 1874. 937). — S.w. von Neudorf, s.ö. vom Wedelberg, mit vielen porphyrischen Hornblendekrystallen (Sauer). — Kleine Stöcke am Meisenberg bei Friedebach und am Wachthübel auf Section Sayda (Beck). — Wohlbach bei Adorf, mit sehr grossen und zahlreichen Olivinen (F. Z.); Breitenfeld, o.n.ö. von Adorf, mit etwas Glimmer, Perowskit und sehr wenig Melilith; Nephelinfülle von Stelzner analysirt, vgl. S. 35. — Scheibenberg, führt auch Melilith, spärlich Leucit, Biotit, Perowskit, Glasbasis (F. Z., Möhl, Stelzner und Sauer, Sect. Elterlein 1879). — Ostende des Landesgemeinder Thals mit Melilith, Perowskit, Haüyn, Rubellan. — Schönauer Berg und in der Nähe des Bahnhofs Ober-Zwota, gewöhnlicher Nb. mit einzelnen Leuciten (Schröder, Sect. Zwota 1884).

Bärenstein s. von Annaberg, Decke über zweiglimmerigem Gneiss, mit spärlichem makroskopischem Olivin; u. d. M. noch Leucit, Melilith, Biotit, Magnetit, Titaneisen (Schalch, Sect. Annaberg 1881); nach Pagels gediegen Eisen führend (Z. geol. Ges. XVII. 1865. 599). — Hohendorf, reich an Haüyn und mit chondrenähnlichen Aggregationen von Augit, Nephelin und Magnetit; s. von Raun, haüynführend; Fleissen; Frauengrün; Niederreuth; Oberreuth mit Melilith (Beck, Sect. Elster 1885. 27). — Unterhalb Neundorf, haüynreich (Schalch, Sect. Marienberg 1879). — Zwischen Pleyl und Schmiedeberg (Sauer, Sect. Kupferberg 1883). — Rabenberg, s.ö. bei Hintergrund, mit Perowskit und Glasbasis, Niederer Thesenwald, s. von Olbernhau (Hazard, Sect. Zöblitz 1884. 28). — Hirtbstein bei Satzung, etwa 100 m langer und

15 m breiter Stock, in seltener Schönheit in sechsseitige z. Th. über 10 m lange, fast horizontal liegende Säulen radiär zur Längsaxe des Stocks abgesondert (Hazard, Sect. Kühnhaide-Sebastiansberg 1887. 18). — Glücksburg-Berg bei Wittigsthal und Mückenberg bei Halbmeil, beide etwas leucithaltig (Schalch, Sect. Johanngeorgenstadt, 1885. 89). — Geisingberg, n.ö. von Altenberg, vorwiegend Nb. in melilithführenden Leucitbasalt übergehend (Dalmer, Sect. Altenberg-Zinnwald, 1890. 106). — Cottaer Spitzberg bei Berggiesshübel (F. Z., auch Beck, Sect. Pirna 1892. 76). — Landberg (Sect. Tharandt), arm an Nephelinfüllmasse, dem Augitit genähert, bildet eine Decke von mehreren qkm auf Plänersandstein; Quellkuppe des Ascherhübels, sonst ganz ähnlich. — Wilischberg bei Kreischa. — Hofmühle bei Oberschlottwitz (Schalch, Sect. Glashütte-Dippoldiswalde 1888). — Grosser Winterberg in der sächs. Schweiz, reich an braunen Glaspartien (Stelzner, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 423, nach Möhl angeblich mit Diallag).

Löbauer Berg im Granit der Oberlausitz. Hier erscheinen (anstehend nur an den beiden Gipfeln des Berges) grobkörnige Abänderungen (Nephelindolerit), in denen Gumprecht zuerst 1837 den Nephelin als Gesteinsgemengtheil nachwies; sie bestehen aus röthlichbraunem Augit mit schöner Sanduhrbildung, z. Th. angegriffenem Nephelin, nicht eben häufigem, aber local namentlich in den unteren Theilen angereichertem Olivin, Magnetit, Titaneisen, reichlichem Apatit, sehr spärlichem Biotit, sowie einer graulichgrünen Zwischenmasse, welche eisblumenartig auseinanderlaufend struirt, aus Augitpartikelchen, Sanidinstrahlen, Apatiten und wohl etwas Glas besteht. Von dem Augit gab Merian eine Analyse im N. Jahrb. f. Min. Beilageb. III. 1885. 281. Auf Drusen sitzen Nephelinkrystalle neben Augit und Apatit; secundär Natrolith und Phillipsit. Verbunden ist mit diesem Dolerit ein dichtes basaltisches Gestein, in welchem gewöhnlich nur Olivin erkennbar hervortritt, welches aber aus denselben Gemengtheilen besteht. Dieser Nephelinbasalt bildet einestheils Gänge in dem Nephelindolerit, enthält auch Schollen und Bruchstücke desselben, ist aber andererseits auch durch anamesitische Übergänge mit ihm verbunden. Schneider, welcher in dem Basalt ein Gemenge von vorwaltendem Labradorit und Augit erblickte, hält ihn für das Product einer späteren b e s o n d e r e n Eruption, während Stock, welcher eine ausführliche Monographie des Berges lieferte, zwar auch in dem Nephelindolerit das älteste krustenartige Erstarrungsproduct sieht, den weitaus vorwaltenden Nephelinbasalt aber nur für einen nachfolgenden Schub d e r s e l b e n Eruption betrachtet.

In seiner Schrift über die Basalte und Phonolithe Sachsens führt Möhl noch eine grosse Menge fernerer Nephelinbasalte, insbesondere aus der Lausitz auf; doch gehören manche Vorkommnisse nach der Beschreibung augenscheinlich zu den Basaniten oder Tephriten. Auch hebt Stelzner (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 411) hervor, dass von Möhl einerseits Plagioklase für leistenförmige Nepheline gehalten, andererseits gar eingeschlossene, mit einer Zone von Augitnädelchen umsäumte Quarzkörner ebenfalls als Nepheline erachtet wurden, die am Rande in Zeolith umgewandelt seien.

Bei den Beschreibungen der *böhmischen* Basalte unterscheidet Bořicky zunächst zwischen sog. Nephelinitoïd- (vgl. S. 35) und Nephelinitbasalten; letztere, welche den Nephelin mehr oder weniger gut contourirt und unmittelbar erkenntlich besitzen, trennt er je nach dem Korn in doleritische, anamesitische, basaltische Abarten; als Noseanite bezeichnet er noseanhaltige Nephelinanamesite. Wenn im Folgenden eine Zusammenstellung der von ihm angeführten Localitäten gegeben wird, so muss hinzubemerkt werden, dass die wirkliche Zugehörigkeit zu dieser Stelle mehrfach zweifelhaft ist. Nephelinoïdbasalte: Vinařicer Berg, Paskapole zwischen Velmin und Boreslau, Kleiner Hummelberg bei Podersam, Giesshübel bei Langgrün, Beykov

bei Jenschowitz, Grosser Borney, Buchsäuerling, Kühnelsberge bei Neustadtl-Sandau, Grabberg bei Beschgaben, Sattelberg bei Beschgaben, Hutberg bei Bensen, Galgenberg bei Mscheno, Chlomek bei Dobravic, Ranayer Berg, Framiki bei Meronitz, Lipenay bei Teplitz, Pokau bei Aussig, Schweizermühle zwischen Postic und Pokau, Habři bei Türmitz, Honosicer Berg, Hasenberg zwischen Křesen und Sedletz, Berg Blanik, Radobyl bei Leitmeritz, Dlaschkowitz, Hohe Schafberg, Lindenberg bei Houska. — Nephelinanamesite: Erste Teufelsmauer zwischen Smržow und Böhmisch-Aicha, Zabity bei Böhmisch-Aicha (vereinzelte Melilithe und wenig Perowskit haltend, nach Stelzner), Kuhberg bei Neuschloss. — Sog. Noseanite: St. Georgenberg (Řip) bei Raudnitz, Salzberg bei Schlan, Mily bei Bělošic, Dlouhyberg bei Kosel, Mühlberg bei Duppau. — Nephelinbasalte: Bělošic (reich an braunem Glas), Skřzin (mit Leucit), Steingassel bei Rothaujezd (mit porphyrischer Hornblende, leucitführend), Kirschberg bei Bukovic (mit reichlichem Leucit, auch Hornblende), Kalamaika bei Kostenblatt), n.w. Hügel des Wachholderbergs bei Teplitz (ebenfalls mit Leucit), zwischen Hlinay und Pokratic, Kunraticer Villa bei Leitmeritz, Rabenstein bei Schusein, Wellnitz, Vrátnýberg bei Mscheuo, Spiegelberg bei Aussig, Spitzberg bei Peterwald unfern Tissa, Spitzberg bei Böhmisch-Leipa, Střimizer Berg, Muzsikiberg bei Backofen, Buchberg, Spitzenberg bei Wartemberg, Koschumberg bei Lužc (letztere beide mit etwas Plagioklas).

Weiterhin sind aus Böhmen als echte Nephelinbasalte aufgeführt worden: Veitskopf bei Karlsbad (F. Z.), Oberreuth, s.w. von Adorf, Nephelinoïdbasalt mit accessorischem Melilith (Stelzner). — Domina, s.ö. von Sebastiansberg, mit etwas Leucit (F. Z.). — Basaltstrom von Kosakow mit übergrossen krystallisirten Olivinen (auch Olivinknollen mit Bronzit, Chromaugit, Picotit), etwas Leucit, Biotit, Apatit führend (F. Z.). — 10—30 m mächtige Decke von Nb. o.n.ö. vom Phonolithfelsen der Burgruine Schreckenstein im böhm. Mittelgebirge, durchsetzt von Gängen und Trümern eines nachgeschobenen Nephelindolerits mit grobem Korn (Hibsch). — Zufolge Hansel gehören hierher: Spitzberg bei Cihana und Spitzberg bei Manetin. — Clements nennt aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen: Pfaffenberg bei Bergles (relativ grobkörnig), Langenauerberg, vierte Terrasse an der S.W.-Seite des Burberges bei Kaaden, Pragerhausberg zwischen Melk und Kettwa (leucitreich). — Nach Stelzner der dichte olivinreiche Nb. vom Berge Podhorn bei Marienbad; derselbe enthält wohl als Ausscheidungen Nester eines groben olivinfreien Gemenges, welches an den Nephelinit von Meiches erinnert, indem man schon mit freiem Auge als Gemengtheile Augit, Nephelin, titanhaltigen Magnetit, Sodalith erkennt, welche auch alle in Drusen häufig als relativ grosse Individuen auskrystallisirt sind. Selbst in einem Präparat zeigt sich der rasche Übergang und wie in dem doleritähnlichen Nephelinit die porphyrischen Olivine des Nephelinbasalts verschwinden.

Die Laven und Schlacken, welche der von Goethe ausführlich beschriebene Kammerbühl zwischen Franzensbrunn und Eger zu Tage gefördert hat, scheinen zu den leucithaltigen Nephelinbasalten zu gehören; von F. Z. wurde zunächst nur der Leucitgehalt hervorgehoben, Sandberger beobachtete ausser dem Leucit auch wasserhellen Nephelin; zufolge der Untersuchungen von Penck dürfte aber der Nephelin vorwalten, welcher nach ihm einen Grund bildet, in dem Augite, Olivine und Magnetite liegen; doch enthalten gewisse Varietäten auch zahlreiche sehr scharfe Nephelin-Individuen; andere sind sehr reich an schönen blauen und bräunlichen Haüynen, die wieder in anderen Stücken ganz fehlen. Übrigens ist in vielen Präparaten auch typischer Melilith vorhanden. Während die Bomben frei von Glas sind, enthalten die Lapilli ausserdem eine grünlichbraune Glasbasis. Eine Analyse der Lava von Ebelmen (Annales des mines (4) VII. 1845. 40) führt 2,7 Natron auf 0,8 Kali an.

Schlesien. In der preuss. Oberlausitz würden zufolge der Beschreibung von

Möhl als Nb.e hierhergehören die Vorkommnisse: Landeskrone bei Görlitz, Rauschwalde (mit Leucit und Melilith), Schlauroth n. der Landeskrone, zwischen Jauernick und Oberpfaffendorf (reich an Glas), Köslitz bei Görlitz (mit Hornblende und Glimmer), Steinberg bei Lauban; die Gänge im pomologischen Garten bei Görlitz sind nach Stelzner Melilithbasalt. — Ferner bestimmte Möhl den ca. 20 m mächtigen Basaltgang im Granit an der Westseite der kleinen Schneegrube im Riesengebirge (in 1460 m Höhe die am höchsten aufragende Masse deutschen »Basalts«) als Nb., mit theilweise in Harmotom verwandeltem Nephelin und farblosem Glas, etwas Glimmer. — Von den durch Trippke untersuchten Basalten Nieder- und Oberschlesiens gehören hierher: die grosse Basaltmasse von Ullersdorf o.n.ö. von Liebenthal; dunkelschwarzgrau mit zahlreichen Olivinkörnern und Olivinknollen; u. d. M. noch schön himmelblauer Haüyn, vereinzelte Plagioklasleistchen, bräunliches globulitisches und trichitisches Glas ziemlich reichlich; mit dem Zurücktreten des letzteren verschwindet auch der Haüyn. Spitzberg, s. von Lähnhaus bei Lähn im Cenomanquader.

Aus der Gegend von Gleichenberg in *Steiermark* erwähnt Hussak als echte Nb.e: Steinberg bei Gleichenberg, Waldra, Rosenberg, Hochstradenkogel, Unter den Hochstraden; sie führen zumeist Haüyn. — Roveredo in Südtirol (Rosenbusch).

Frankreich, Pyrenäische Halbinsel. Die Basaltgänge, welche an dem Kegel Côte d'Essey, südl. von Lunéville im östl. Frankreich die Schichten des Muschelkalks und unteren Lias durchsetzen, gehören z. Th. einem durchaus krystallinischen olivinreichen Nb. an (Vélain); Stelzner fand in einem hierher stammenden Präparat auch Melilith; in der Berührung mit dem Kalk entwickelt sich in dem Basalt Labradorit (vgl. I. 799). — In Spanien sind bis jetzt Nb.e nachgewiesen worden: im District Olot in Catalonien und in der Serranía de Cuenca in Neucastilien in untergeordneter Menge, im letzteren Gebirge bei Beteta olivinreich (Calderon und Quiroga y Rodriguez). Dagegen hat die Vulkangruppe der Mancha in der Gegend von Ciudad Real, s. von Toledo, in ihren Kuppen und Lavaströmen zahlreiche graue bis schwarze Nb.e von ganz normaler Zusammensetzung geliefert; Nephelin gewöhnlich nur sehr unvollkommen begrenzt; Haüyn, Biotit, Melilith fehlen. Im Basalt von Castillejo de Puercos bei Puertollano finden sich Nephelinkrystalle (Quiroga y Rodriguez). Gang von normalem Nb. im Gneiss zwischen Lazaro und Las Cruces in Galicia (Macpherson). — Valle do Bispo bei Monchique in Portugal (van Werveke).

In *Schonen* (Schweden) kommen neben den Feldspathbasalten auch Nb.e vor; dieselben führen z. Th. eine gelbbraune wohl globulitisch entglaste Basis: Gellaberg mit makroskopischem Augit und Olivin; mikroskopischer Nephelin scharf begrenzt. Kleine Kuppen bei Hagstad, w. der Station Sösdala, Lillö an der n.w. Bucht des Sees Ringsjön, ebenfalls mit scharf begrenztem Nephelin. Theils sind sie glasfrei, dazu der grauschwarze, etwas Biotit und Plagioklas haltende Nb. vom Bosjökloster an der n.ö. Ausbuchtung des Ringsjön, südl. der Station Hör, mit nicht scharf begrenztem Nephelin (Eichstädt, Skånes Basalter). Schon Penck bestimmte (N. Jahrb. f. Min. 1877. 248) die Vorkommnisse von Bosjökloster und Hagstad als glimmerführende Nb.e. — Typischer Nb. bildet nach Diller den prominenten Hügel von Quarályly oder Sapandja-tepe nahe dem Mittelpunkt der troadischen Halbinsel in Kleinasien.

In der Gegend von Austin in Texas bildet ein während der Kreideformation emporgebrochener Nb. mit nur 38,35% SiO_2 die vulkanischen Hügel Pilot-Knob (J. F. Kemp). — Aus dem Gebiet zwischen Rio Apa und Rio Aquidaban im n. Paraguay erwähnt Pöhlmann normale Nb.e mit Nephelinfülle; nach Hibsch besteht der Kegelberg s. der Stadt Ibitimi, s.ö. von Asuncion in Paraguay, auf seinem Gipfel aus Nb. — Stelzner berichtet von hierher gehörigen Gängen im Gneiss zwischen Anisacate und dem Puerto de Garay in der argentinischen Sierra de Cordoba. Nach

Renard auf Rat-Island, einer Insel, welche zur Fernando-Noronha-Gruppe in Brasilien gehört.

Auf den Capverden sind Nb.e häufig vertreten, meist dunkel und dicht, mit grösseren Ausscheidungen von Olivin und Augit, aber nur mikroskopischem Nephelin, der verhältnissmässig nicht reichlich ist, während Augit überwiegt und glasige Basis bisweilen in grösserer Menge erscheint; der Olivin beschränkt sich mehrfach auf die grösseren Körner; z. B. Ströme von S. João auf der Insel S. Thiago, Strom von der Ribeira Patas auf S. Antão, auf welcher Insel auch sehr augit- und olivinreiche, nephelinarme, hornblende- und biotitführende Varietäten vorkommen. — Von Tekut bei Ghadames in Nordafrika citirt Rosenbusch einen Nb. Hyland beschrieb Nb. aus Marangu, an der S.-O.-Seite des Kilimandscharo, mit ziemlichem Reichthum an Biotit und Gehalt an farblosem Glas.

Von der Sandwichinsel Oahu ist einer der schönsten melilithführenden Nb.e bekannt; wasserheller Nephelin in fast quadratischen Durchschnitten und schwach gelblichgraue lang leistenförmige Durchschnitte von Melilith mit ausgezeichneter Pflockstructur sind fast in gleicher Menge vorhanden; Augit vielfach auf Mikrolithen beschränkt, sehr regelmässige Olivinkrystalle, z. Th. reich an Picotit; Magnetit, hin und wieder Haüyn.

Sehr bemerkenswerth ist, dass in dem grossen nordwesteuropäischen Basaltzug, der aus Irland über Schottland, die Faeröer, Island bis Grönland reicht, desgleichen in den ausgedehnten centralfranzösischen Basaltterritorien wie es bis jetzt scheint, gar kein Nephelinbasalt vorkommt.

F. Zirkel, Mikroskop. Zusammensetzung u. Structur der Basaltgesteine, Bonn 1870.
Karl Vogelsang, Nb. der Eifel, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 52.

Martin, Nb. der Nürburg in der Eifel, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 213.

v. Dechen, Laven der Eifel, Geognost. Führer zu d. Vulkanreihe der Vordereifel, Bonn 1886.

Hussak, Nb.-Laven der Eifel, Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 77. Aprilheft 1878.

Busz, Nb.-Laven der Eifel, Verhandl. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. 1885. 418.

Jos. Seiwert, Nb.-Laven der Eifel, Programm d. Gymnasiums zu Trier 1891.

L. Schulte, Gegend von Daun in der Eifel, Verh. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. 1891. 187.

Mitscherlich, Nb.-Laven der Eifel, Analysen, Abhandl. Berliner Akad. 1865.

G. vom Rath, Lava vom Herchenberg, Laacher See, Z. geol. Ges. XII. 1860. 31; Sitzgsber. niederrh. Ges. 1872. 137.

F. Zirkel, Lava vom Herchenberg, Laacher See, Basaltgesteine 1870. 178.

Dannenberg, Nb. vom Leilenkopf bei Brohl, Laacher See, Jahrb. pr. geol. L.-A. f. 1891. 99.

Sandberger, Bas. von Naurod bei Wiesbaden, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIII. 1883. 38; auch Verh. geol. R.-Anst. 1884. 17; ferner Sommerlad, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 177.

Rosenbusch, Nb. vom Rossberg, N. Jahrb. f. Min. 1872. 617; auch Petersen, ebendas. 1869. 32; Hornstein, Z. geol. Ges. XIX. 1867. 300.

Chelius, Nb. der Gegend von Darmstadt. Erläuterungen zu den Blättern Messel u. Rossdorf d. geolog. Karte v. Hessen. Darmstadt 1886; vgl. auch Notizblatt des Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt, IV. Folge, Heft 8.

Benecke u. Cohen, Neph.-Dolerit vom Katzenbuckel, Odenwald; Geogn. Beschreib. der Umgegend von Heidelberg 1881. 504. — Vgl. darüber noch: Rosenbusch,

Der Nephelinit v. Katzenbuckel, Freiburg 1869; Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1869. 337; F. Z., Basaltgest. 173; Möhl, N. Jahrb. f. Min. 1873. 824 u. 1874. 897.
G. Williams, Nb. von Hauenstein bei Hornberg, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 625.
Möhl, Basalte Badens, N. Jahrb. f. Min. 1873. 824.
Stelzner, Nb. (des Hegaus und) der schwäbischen Alb, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 425. 401.
O. Fraas, Nb. vom Eisenrüttel, schwäb. Alb, Jahreshefte Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemb. 1890. 32.
Bücking, Nb. von Urbeis im Elsass, Mitth. d. Commiss. f. d. geol. Landes-Unters. von Elsass-Lothr., I. 1887. 121.
Graeff, Nb. des Kaiserstuhls, Mitth. grh. badischen geol. L.-Anst. II. 425.
Stelzner, Nb. vom Grebenstein bei Hofgeismar, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 432.
Ebert, Nb. vom Igelsknap bei Oberlistingen, Ber. d. Ver. f. Naturk. in Cassel XXXI. 1.
Rinne, Nb. vom Hamberg (Hohenberg) bei Bühne, Westph., Sitzgsber. Berliner Akad. XLVII. 1891. 971.
Stelzner, Nb. von Elberberg, Hessen, N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 205; vgl. Möhl, ebendas. 1874. 927. — St., Nb. vom Hamberg bei Bühne, ebendas., Beilageb. II. 1882. 432.
Rinne, Nb. aus dem Wesergebiet u. d. angrenz. Geb. d. Werra u. Fulda, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1892. 83.
Knapp, Nb. von Steiers bei Schlüchtern, Die doleritischen Gesteine des Frauenbergs bei Schlüchtern in Hessen. Würzburg 1880.
Sommerlad, Nb. vom Ziegenstück, Vogelsberg, N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 223.
Oebbeke, Nb. des Knüllgebiets, Hessen, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1888. 390; vgl. auch H. Wolff, Sitzgsber. phys.-med. Soc. Erlangen; 22. Heft. 1890. 118.
E. E. Schmid, Basalte der Rhön, Z. geol. Ges. V. 1853. 227.
Bredemann, Über Basalte der Rhön, Inaug.-Diss., Jena 1874.
Singer, Nb. vom Bauersberg, Beiträge z. Kenntniss der am Bauersberg bei Bischofsheim in der Rhön vorkommenden Sulfate. Inaug.-Diss., Würzburg 1879. 22.
H. Lenk, Nb. der südl. Rhön, Zur geolog. Kenntniss der südl. Rhön, Inaug.-Diss. Würzburg 1887. 45.
Bücking, Nb. der Rhön, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1881. 154.
Ed. Möller, Nb. vom Pietzelstein bei Spahl, Rhön, N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 112.
R. Wedel, Nb. vom Stoppelsberg u. Rosengärtchen, s. Rhön, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1890. 32.
Otto Fromm, Nb. aus der Gegend von Cassel, Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 1.
Bücking, Nb. der Gegend zw. Rhön u. Thüringer Wald, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1883. 172.
Proescholdt, Nb. vom Schäferberg bei Simmershausen, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1884. 179.
Heinrich Credner, Nb. von der Pflasterkaute bei Marksuhl, N. Jahrb. f. Min. 1860. 56, vgl. auch F. Z., Mikrosk. Beschaffenh. 450.
Leppla und Schwager, Nb. von Oberleinleiter im Fränk. Jura, Münchener Geognostische Jahreshefte I. 65. Cassel 1888.
Gumbrecht, Nephelindolerit vom Löbauer Berg, Poggendorff's Annalen XLII. 177. Vgl. noch über die Gesteine des Löbauer Berges: Heidepriem, Z. geol. Ges. II. 1850. 139. — O. Schneider, Abhandl. naturf. Ges. zu Görlitz XIII. 1. — G. Rose, Z. geol. Ges. XX. 1868. 232. — Breithaupt, Abhandl. naturf. Ges. zu Görlitz 1868. 13. — F. Z., Basaltgesteine 175. — Möhl, Die Basalte und Phonolithe

Sachsens 1873. — Merian, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. III. 1885. 278. — Stock, Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 429.
Möhl, Die Basalte und Phonolithe Sachsens, Nova Acta d. Leopold.-Carol. Akad. d. Naturf. XXXVI. Nr. 4. 1873.
Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens (Archiv der naturw. Landesdurchforsch. von Böhmen II. 2. 2.). Prag 1874.
Hansel, Über basaltische Gesteine aus d. Gegend von Weseritz und Manetin (Böhmen). Pilsen 1886.
Hibsch, Nb. und Nd. von Schreckenstein, Böhmen, Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 168.
Stelzner, Nb. vom Podhorn bei Marienbad, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXV. 1885. 277.
Clements, Nb. des Duppauer Gebirges, Nordböhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. XL. 1890. 336.
F. Zirkel, Lava vom Kammerbühl bei Eger, Basaltgesteine 1870. 48; vgl. Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1870. 207. — Penck, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 110.
Möhl, Nb. der preuss. Oberlausitz, Abhandl. d. naturf. Ges. in Görlitz XV. 1874.
Möhl, Nb. der kleinen Schneegrube, Riesengebirge, N. Jahrb. f. Min. 1873. 471.
Trippke, Nb. Schlesiens, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 198.
Hussak, Nb. d. Gegend v. Gleichenberg, Steiermark, Verh. geol. R.-Anst. 1880. 161.
Vélain, Nb. von Lunéville, Frankreich, Bull. soc. géol. (3) XIII. 1885. 565.
Salvador Calderon, Nb. Spaniens, Bull. soc. géol. (3) XIII. 1885. 89.
Quiroga y Rodriguez, Nb. der Mancha, Anal. de la soc. esp. d. hist. nat. IX. 1880. 161. — Von Beteta in der Serrania de Cuenca, ebendas. XVI. 1887. 209.
Macpherson, Nb. von Galicia, Anal. de la soc. esp. d. hist. nat. X. 1881.
van Werveke, Nb. von Monchique, Portugal, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 182.
Eichstädt, Nb. aus Schonen, Schweden, Sveriges geolog. undersökn. Afhandl. och upsattser Nr. 51. 1882.
Diller, Nb. der Troas, Kleinasien, Quart. journ. geol. soc. XXXIX. 1883. 633.
J. F. Kemp, Nb. von Austin, Texas, Americ. Geologist 1890. 292.
Pöhlmann, Nb. aus Paraguay, N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 247.
Hibsch, Nb. von Ibitimi, Paraguay, Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 255.
Renard, Nb. von Rat-Island, Bull. acad. royale Belg. (3) III. 1882. Nr. 4. — Petrology of ocean. isl. 1889. 35.
G. H. Williams, Nb. von Fernando Noronha, Amer. journ. of sc. (3) XXXVII. 178.
Doelter, Nb. der Capverden. Zur Kenntniss der vulkan. Gest. u. Miner. d. Capverdschen Inseln. Graz 1882. 62.
Hyland, Nb. von Marangu, Kilimandscharo, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 235.
Wichmann, melilithführ. Nb. von Oahu, Sandwich-Inseln, N. Jahrb. f. Min. 1875. 172.
Cohen, ebendar., N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 55.
Stelzner, ebendar., N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1882. 434.

Leucitbasalt.

Gleich dem Nephelinbasalt bildet auch der Leucitbasalt (Lb.) ein vollkommenes Analogon zu dem Feldspathbasalt, indem seine leitenden Gemengtheile aus L e u c i t, A u g i t, O l i v i n bestehen und die typischen Vorkommnisse sich ganz frei von Plagioklas erweisen. Während aber die entsprechenden Nephelin-

gesteine wie die Plagioklasgesteine ausser den basaltischen auch ihre doleritischen und anamesitischen Ausbildungsweisen besitzen, scheint diese Structur hier zu fehlen. In ihrer gewöhnlichen vorwiegend kryptomeren Ausbildung, innerhalb deren nur Olivin oder Augit oder beide makroskopisch hervorzutreten, die Leucite aber in der Grundmasse zu stecken pflegen, auch wohl gar keine grösseren Ausscheidungen erscheinen, kann man die Leucitbasalte äusserlich von den Feldspathbasalten kaum unterscheiden, weshalb sie denn auch erst durch die mikroskopische Untersuchung von letzteren getrennt wurden (II. 873). — Die olivinfreien (auch von Plagioklas und Sanidin freien) Leucit-Augitgesteine werden analog den Nepheliniten als Leucitite bezeichnet.

Sofern der Leucit in den Leucitbasalten wohl umgrenzte Krystalle bildet, welche u. d. M. ihre allermeist achteckigen Durchschnitte darbieten, und diese Durchschnitte auch noch die charakteristische Gruppirung der Interpositionen oder die Systeme der Zwillingsstreifung zeigen, dann ist dio Diagnose des Minerals unzweifelhaft auszuführen. Sehr häufig aber fehlt das eine oder andere dieser Momente: die Durchschnitte sind rundlich oder unregelmässig, die Einlagerungen nicht mit der gewünschten Schärfe central oder radial, eine polysynthetische Zwillingsbildung ist nicht zu erblicken. Namentlich kleinere Leucite sind häufig so beschaffen und diese erweisen sich auch gewöhnlich anscheinend ganz isotrop. Oftmals finden sich in den Präparaten neben ganz typisch contourirten und struirten Leucitindividuen auch solche minder charakteristischen, zwischen denen man alle Übergänge beobachten kann, welche für die Deutung auch der letzteren als Leucit wohl massgebend sein dürfen. Oder es fällt auf die Natur derselben dadurch Licht, dass grössere Augite an ihren schief geschnittenen Rändern zahlreiche kleine um und um ausgebildete Ikositetraëderchen (neben abgerundeten) enthalten. Ausserdem kann nun aber der Leucit auch, ähnlich wie der Nephelin, in seinen Durchschnitten lediglich rundliche oder unregelmässiger begrenzte, farblose Flecken darstellen mit ganz beliebig eingewachsenen Interpositionen oder selbst ganz frei davon. Diese Gebilde sollten indessen nur mit Vorsicht dem Leucit zugewiesen werden, und dies auch blos dann, wenn nebenbei unzweifelhafte Durchschnitte zu erblicken sind; die übliche Isotropie derselben verhindert zwar eine Verwechslung mit Nephelin, welcher blassmilchblaue und blassgelbliche Polarisationsfarben zu zeigen pflegt, aber ein optisches oder structurelles Kriterium, welches jene wasserhellen xenomorphen Flecken von farblosem Glas unterschiede, ist nicht vorhanden. Für solche Substanzen hat man den nicht unpassenden Namen Leucitoïd benutzt.

Die beiden anderen wesentlichen Gemengtheile, Augit und Olivin, sind in ihrer ganzen Erscheinungsweise denen in den Nephelinbasalten (und Feldspathbasalten) so ähnlich, dass es an dieser Stelle nichts weiter darüber zu erwähnen gibt. Leucit findet sich oft im Augit eingeschlossen, während solche Einschlüsse im Olivin noch nicht beobachtet wurden.

Unter den accessorischen Gemengtheilen spielt keiner eine solche Rolle, wie der Nephelin, ja es gibt an Leucit und Nephelin so reiche sonst hierher-

gehörige Gesteine, dass die Entscheidung, ob man dieselben dem Leucit- oder Nephelinbasalt zurechnen soll, kaum ausführbar ist. Tritt dann noch innerhalb derselben Ablagerung ein örtliches Schwanken in der Quantität der beiden Silicate hinzu, so kann es geschehen, dass ein Vorkommniss, wie z. B. das Gestein vom Hamberg bei Bühne oder das des Vulkans von Melfi von dem Einen als Nephelinbasalt, von dem Anderen als Leucitbasalt beschrieben wird. Immerhin aber gibt es auch genug recht nephelinarme Leucitbasalte, oder solche, in denen der Nephelin gar nicht oder nur als zweifelhaft angegeben wird, so dass es ganz ungerechtfertigt wäre, die hier in Rede stehenden Gesteine blos als eine leucitführende Unterabtheilung der Nephelinbasalte anzusehen, wie dies Roth einmal vorübergehend (Z. geol. Ges. XXII. 1870. 457) vorzog. Als weitere accessorische Gemengtheile erscheinen hier und da ausser Apatit noch Biotit und Hornblende, letztere z. B. in den böhmischen Lb.en häufig, in den erzgebirgischen, wie es scheint, viel seltener; ferner Haüyn, Melilith (alle wie in den Nephelinbasalten), Perowskit, Sanidin, Plagioklas. Aus böhmischen Lb.en erwähnt Bořicky mehrfach ein diallagähnliches Mineral oder Bronzit, ohne dass aber die Bestimmung völlig überzeugend wäre; dieser Gemengtheil soll parallele Glasstreifen in grosser Menge enthalten. — Die Mikrostructur der dem blossen Auge homogen aussehenden Lb.e ist meistens eine gleichmässig körnig- und zwar recht kleinkörnig-krystallinische, wobei sich häufig grössere mikroskopische Augite und Olivine herausheben; doch ist das Dasein glasiger Basis nicht ausgeschlossen, welche aber gewöhnlich keine besonderen Devitrificationsproducte enthält; auch darin erweisen sich die Lb.e den Nephelinbasalten ähnlich und andererseits von den Feldspathbasalten unterschieden, deren Mikrostructur im Gegensatz zu dieser Einförmigkeit des Gefüges so grosser Manchfaltigkeit fähig ist. — Übergänge erfolgen namentlich durch das Eintreten des Plagioklases in Leucitbasanit, durch das Austreten des Olivins in Leucitit.

I. Schlackige Lb.-Lava vom Gossberg bei Walsdorf, Eifel. Hussak.
II. Lava vom Forstberg am Laacher See. G. Bischof, Chem. Geologie, Supplementband 1871. 137. Spec. Gew. 2,944.
III. Lava vom Kunkskopf, Laacher See. G. Bischof ebendas. Spec. Gew. 2,854.
IV. Lb.-Lava oberhalb Scanu am Vulkan Ferru, Sardinien. Doelter. Spec. Gew. 2,84.
V. Lb. vom Byrock Mt., Neu-Süd-Wales. Mingaye; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1892. I. Ref. 317.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	42,92	40,26	44,42	42,30	46,43
Thonerde	13,61	11,55	11,86	18,22	15,99
Eisenoxyd	16,28	21,80	26,10	17,30	15,04
Kalk	10,75	11,09	10,74	11,01	9,27
Magnesia	11,36	7,61	0,67	6,66	1,74
Kali	3,02	4,21	2,98	2,93	6,93
Natron	1,94	1,43	2,77	1,31	0,51
Wasser	—	0,25	0,80	0,55	Glv. 3,20
	99,88	98,20	100,34	100,28	99,11

IV enthält noch Spur von Mn und von P_2O_5, V 0,73 P_2O_5. In III und V fällt der sehr niedrige Gehalt an MgO auf; auch die Menge von Al_2O_3 ist in II und III sehr gering, der Eisengehalt aussergewöhnlich gross. Weitere Analysen von echten Lb.en wären erwünscht; in den vorstehenden ist der SiO_2-Gehalt (mit Ausnahme von V) eigentlich niedriger als man erwarten sollte; wenn auch K_2O über das Na_2O überwiegt, wie es in einem plagioklasfreien Gestein mit viel Leucit der Fall sein sollte, so ist die Menge von K_2O als solche in den vier ersten Analysen von auffallender Geringheit.

In der *Eifel* sind neben den Nephelinbasaltlaven, welche zum Theil relativ viel Leucit enthalten, auch Leucitbasaltlaven entwickelt, welche wieder umgekehrt meistens auch Nephelin führen. Zu den wie es scheint nephelinfreien, welche also den Typus am reinsten wiedergeben, gehören: Steinrausch bei Hillesheim (Olivin nicht häufig); Papenkaule bei Gerolstein, ausserordentlich reich an Glasbasis; Lavablöcke im Tuff von Schönfeld bei Steffeln und solche im Tuff des Goldbergs bei Ormont (führen Cordierit, vereinzelte Haüyne, farblosen Titanit). Mehr oder weniger Nephelin enthalten die Leucitbasaltlaven von: Hardt bei Mehren; Strom der Mühlenkaul bei Üdersdorf (mit häufigem Nosean); Firmerich bei Daun (mit wenig Nephelin; Biotit); Nerother Kopf (Nephelin nicht selten); Eselsberg bei Dockweiler (mit grossen Leuciten); Beuel bei Berlingen (Nephelin zwar deutlich aber spärlich); Kyllerkopf bei Rockeskyll (S. 39); Bewingen (mit grossen schönen Leuciten, wenig Nephelin); Dom bei Lammersdorf; Gossberg bei Walsdorf (mit bald sehr viel, bald nur sehr wenig Nephelin); Kasselburg bei Pelm (mit wenig Nephelin, etwas Perowskit); Bilshardt bei Oberbettingen (mit ziemlich grossen Nephelinpartieen). — Bemerkenswerth ist, dass einige dieser eifeler Laven, sonst ganz den genannten entsprechend und geologisch von ihnen untrennbar, sich als olivinfrei erwiesen haben; dazu gehört die Lava vom Errensberg (oder Ernstberg) bei Waldkönigen (nephelinführend, mit Biotit und Perowskit) und die von der Aarley bei Pelm (nephelinfrei). Vom rein petrographischen Gesichtspunkte müssten die letzteren daher als Leucititlaven bezeichnet werden. — Unter den kuppenbildenden Basalten der Eifel fand Karl Vogelsang einen ausgezeichneten plagioklasfreien Leucitbasalt in dem Gestein des weithin sichtbaren Michelskirch (Michelsbergs), s.ö. von Münstereifel. — Daran reihen sich im Nordosten die ausgezeichneten Leucitbasaltlaven des *Laacher-See-Gebiets*. Zu dem nie fehlenden Leucit (durchschnittliche Grösse etwa 0,04 mm, selten auf oder über 0,1 mm steigend) und Augit (oft zonar oder mit verschieden gefärbtem Kern und Rand), Olivin und Magnetit gesellt sich gewöhnlich noch zurücktretender Nephelin, in einigen auch freilich meist nur spärlicher Plagioklas, welcher fast auf Kosten des Nephelins sich einzustellen scheint. Sanidin fehlt gänzlich; etliche Laven zeichnen sich durch einen grösseren Melilithgehalt, andere durch häufige Einmengung von Haüyn und Glimmer aus. Glasige oder entglaste Basis ist nicht zu erkennen. Lb. vom Bausenberg, vom Forstberg, vom Veitskopf, vom Difelder Stein bei Wehr, aus den Brüchen zwischen Hochsimmer, Bürresheim und St. Johann, alle diese Laven meist vollständig plagioklasfrei. — Lava von Niedermendig, haüynhaltig, hin und wieder mit Plagioklas; in den Präparaten aus den unteren compacteren und etwas gröberkrystallinischen Stromtheilen sind die Leucite oft schon mit der Loupe zu erkennen. Nephelin, trotzdem er auf Poren auskrystallisirt ist, meist in der Gesteinsmasse nicht sonderlich reichlich. Makroskopisch treten in dieser Lava bekanntlich und wohl als fremde Einschlüsse auch Sapphir und Zirkon hervor, welche mikroskopisch fehlen. Kunkskopf mit geringen Mengen von Plagioklas. Fornicher Kopf bei Brohl ebenso; Lb. von Glees, reich an hübschen Leuciten. Krufter Humerich, neben dem Leucit Plagioklas sehr ausgezeichnet. Kappesstein

oberhalb Plaidt, auch feldspathführend mit Leuciten, welche durch Regelmässigkeit und Anzahl der Einschlusszonen besonders schön sind. Felsen Tauber im Brohlthal mit wenig Nephelin und deutlichem Plagioklas. Camilleuberg, Strom nach Bassenheim, am feldspathreichsten in dem ganzen Gebiet. Immerhin würde es kaum recht angebracht sein, diese plagioklasführenden Laven von den anderen getrennt etwa als Leucitbasanit, oder die nebenbei auch wohl noch local äusserst olivinarmen Partieen derselben als Leucittephrit aufzuführen. — Die Schlacken des Roderbergs, des schüsselförmigen Kraters bei Rolandseck am Rhein, schliessen sich wegen ihres unzweifelhaften Leucitgehalts hier an; sie sind arm an Olivin und führen etwas farblose Glasbasis (nach Stelzner auch etwas Glimmer und vielleicht etwas Nephelin).

Der Bertenauer Kopf bei Neustadt am Wiedbach, ö. von Unkel auf der rechten Rheinseite, mit einem durch Denudation undeutlich gewordenen Krater und Lavastrom, gehört nach Angelbis zu den Lb.en. — Die Angabe von Rosenbusch (Mass. Gest. 1877. 518), dass bei Langenscheid in Nassau typischer (relativ grosskörniger) Leucitbasalt vorkomme, während F. Z. und Angelbis von dort Feldspathbasalt untersuchten, beruht vermuthlich auf einer Verwechslung (vgl. darüber v. Dechen, Erläuter. z. geol. Karte d. Rheinprov. u. Westph. II. 1884. 46), sofern nicht dort zweierlei Basalte auftreten. — Nach Arthur Becker kommt im Steinbruch von Laubach ö. von Giessen ausgezeichneter Leucitbasalt vor (Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 36).

Hessen. Umgegend von Uffeln bei Cassel, haüynhaltiger Lb. (F. Z.). — Möncheberg bei Cassel, Falkenhecke bei Grossenritte im Habichtswald, von der Warburger Börde zwischen Desenberg und Hof Daseburg, sämmtlich mit reichlichem accessorischem Haüyn, stellenweise recht leucitarm (nach Möhl und Rosenbusch). — Erzeberg bei Ballhorn, Breitelohe bei Besse, Junkerskopf bei Metze im Habichtswald (nach Möhl). — Rinne nennt noch: Hängen bei Oberlistingen (Warburg), Lammersberg bei Külte (Arolsen), Nacken bei Gudensberg, Wattberg und Rosenberg bei Hofgeismar, Sandebeck im Teutoburger Wald. — Gipfel des Eckmannshain (Köppel) bei Ulrichstein im Vogelsberg, dicht, schwarzgrau, mit Olivin und Augit; u. d. M. aller Wahrscheinlichkeit nach Leucit; Nephelin nicht beobachtet, aber auf Grund chemischer Reaction wohl vorhanden; sehr reichlich Augit, etwas Biotit; Gesteinspulver gelatinirt leicht mit HCl (Sommerlad). — In der Rhön kommt zufolge Bücking kein anstehender Lb. vor; bei der Angabe der Localität Schackau handelt es sich vermuthlich um eine Verwechslnng (Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1881. 150).

Aus Hessen-Darmstadt gehören hierher lose Blöcke aus den Sandgruben am Ostrande des Häsengebirges auf Section Messel, ein an Haüyn und Hornblende reicher Lb. (Chelius); ferner zufolge Rosenbusch das Gestein vom Otzberg bei Hering, in welchem Chelius aber nur die Gegenwart von Nephelin anerkennt (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmstadt, IV. Folge, Heft 8). — Aus dem Kaiserstuhl nach Rosenbusch ein durch rothen Olivin und zweierlei Augitausscheidungen ausgezeichnetes Gestein vom Vormberg bei Ihringen (Mass. Gest. 1887. 776).

Erzgebirge. Pöhlberg bei Annaberg, horizontale Basaltdecke über zweiglimmerigem Gneiss; makroskopisch Olivin und Augit (oft mit lichtgelblichbraunem Kern und violettbrauner einschlussreicher Randzone, auch sehr reichlichen Einschlüssen von flüssiger Kohlensäure); u. d. M. noch schöner Leucit, Nephelin, Melilith, Biotit, Magnetit, spärlich Glasbasis (F. Z., Basaltgest. 1870. 157; Schalch, Sect. Annaberg 1881. 42). — Blöcke beim Weissen Hirsch unfern Jöhstadt, nephelinführender Lb. mit ungewöhnlich grossen Augiten und Olivinen, führt noch vereinzelten Biotit und Perowskit; Leucit mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen. Der von Schalch angeführte Melilith ist wohl nicht vorhanden, da, wie Stelzner hervorhebt, der lösliche Antheil des Basalts nur 1,53 % CaO enthält (N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 169. 207). —

Hassberg bei Pressnitz in Böhmen, das Erzgebirge weithin beherrschende Basaltmasse über rothem Gneiss; führt wenig Nephelin und Perowskit (Sauer, Sect. Wiesenthal 1882). — An der Geisinger Kuppe bei Altenberg im s. Erzgebirge geht der vorwiegende Nephelinbasalt in Lb. über; letzterer ist reich an Leucit und Augit, bald Nephelin, bald Melilith enthaltend; Augite mit grünem glasreichem Kern und fast glasfreier bräunlichgelber Hülle; der an Menge wechselnde Olivin mit Flüssigkeitseinschlüssen (F. Z., Basaltgest. 1870). — Ochsenberg bei Obercarsdorf (Schalch, Sect. Dippoldiswalde-Frauenstein 1887. 42). — Möhl macht aus Sachsen noch namhaft: Hutberg bei Schönau (mit Nephelin und Biotit), Hutberg bei Leuba, Staatswald nahe bei Wittigsthal (letztere beide reich an Nephelin).

Nachdem schon früher durch F. Z. vereinzelte Basalte *Böhmens* als Leucitbasalte erkannt waren, hat Bořicky die Zahl derselben in hohem Grade vermehrt. Er unterscheidet hier zunächst »Leucitophyre mit tadellosen Leucitquerschnitten«, welche also zu den am besten ausgebildeten Lb.en gehören (der Name ist deshalb nicht gerechtfertigt, weil die Leucite gar nicht in dem gewöhnlichen Sinne porphyrartig hervortreten) und »Leucitoidbasalte«, »deren Leucitquerschnitte nicht mit scharfen deutlichen Umrissen hervortreten, sondern einem farblosen (oder graulichweissen) Magma ähneln, das durch die mehr weniger deutlich rundliche Anordnung des Augits und die tangentielle Lagerung der langen farblosen (vermuthlich Feldspath-?) Mikrolithe in kleinere und grössere farblose rundliche oder rosenkranzähnliche Partieen zerfällt und nur stellenweise und meist sehr sparsam durch scharfe Kennzeichen charakterisirte Leucitquerschnitte zeigt«. Die darin bestehende Analogie mit der bekannten häufigen ähnlichen Ausbildung des Nephelins (Bořicky's Nephelinitoïd) soll durch den allerdings nicht genau analog gebildeten Namen Leucitoïd ausgedrückt werden. Zu der ersten Gruppe mit deutlich krystallisirtem Leucit gehören die meist auch Hornblende und Biotit führenden Orte: Paskapole (mit Nephelin); Zahoř; n.ö. Fuss des Mileschauer Donnersbergs; Klotzberg, s.ö. vom Mileschauer (mit Hornblende und einem diallagähnlichen Mineral), w. Fuss des phonolithischen Kletschenberges; Hügel bei Bilinka (mit Nephelin und Diallag); Hořenzer Berg bei Kosel; Dollanken bei Podersam (vielleicht mit Melilith); w. Abhang des Cebisberges, Turtsch gegenüber; Schreckenstein, in unmittelbarer Nähe des Phonolithhügels, auf welchem die Burgruine steht (sehr augitreich, mit Nephelin); Bleschner Berg; Tirschiner Berg (mit ausgezeichnetem Leucit, auch »Bronzit«); Ladeberg bei Seifersdorf n.ö. von Wartenberg und Grosser Hirschstein s. von Wartenberg. — Zu den meist auch Nephelin, oft Hornblende und Biotit führenden Leucitoïdbasalten »mit vorwiegend nicht individualisirtem (d. h. nicht regelmässig contourirtem) Leucit, z. Th. auch mit Nephelin« gehören: Bergrücken zwischen Duppau und Dürrmaul; Berg Oblik und Charvatberg bei Laun; Liskaberg bei Liebshausen; Schabberg bei Saaz; Chlumberg bei Mecholup (mit spärlichem Plagioklas); Burberg bei Kaaden (mehr Hornblende als Augit angegeben); Hoher Schafberg; Blatzen; Binayer Berg bei Hirschberg; Sudka bei Kleinskal; Mühlberg bei Liebshausen; Vostrýberg bei Rothaujezd; Zinkenstein bei Liebschitz; Dobrawitzer Hügel am n.ö. Fuss des Teplitzer Schlossbergs; zwischen Blankenstein und Schikelmühle; Schäferberg bei Schreckenstein; n.ö. Fuss des Kreuzbergs bei Leitmeritz; Kamnitzer Berg bei Reichstadt; Ladeberg bei Seifersdorf; Humprechtsberg bei Sobotka; Grossborker Steinbruch bei Hühnerwasser; Fuss der Kukunella bei Franzensthal; Kácov bei Sichrov. — Nicht mit aufgeführt sind die als olivinfrei angegebenen Vorkommnisse, welche eventuell zu dem Leucitit gehören. — Von Clements werden aus dem Duppauer Gebirge als Lb.e noch aufgeführt: Flöbaberg bei Engelhaus (reich an hellbraunem Glas; um abgerundete farblose Sanidine als fremde Einschlüsse sitzt ein Saum von hellen Augitkryställchen, wie sonst um die Quarze); Grasberg bei Engelhaus;

Hoherberg bei Pirk mit farblosem Glas; Burgstadler Höhe, Kopphübel bei Waltsch, Hutberg bei Turtsch (diese drei glasfrei). — »Peperinbasalte« nennt Bořicky weiter jene Gesteine mit röthlichbrauner oder bräunlichgrauer thoniger oder wackenähnlicher Grundmasse und grösseren porphyrisch hervortretenden wohlbegrenzten Krystallen von Augit, Hornblende und Biotit (Rubellan), wie sie zu Kostenblatt, Lukov, Schima vorkommen, übrigens vielleicht keine massigen Gesteine, sondern erhärtete Schlammtuffe sind; in der stets stärker zersetzten Grundmasse zeigen sie Augit, Leucit, Nephelin, Magnetit, nicht allemal auch Olivin.

In der preussischen Oberlausitz werden von Möhl als Leucitbasalt erwähnt die Vorkommnisse vom Heiligen Grab bei Görlitz, vom Schwarzen Berg bei Jauernick, vom Spitzberg bei Deutsch-Paulsdorf (alle mit ausgeschiedenem Olivin; u. d. M. noch Leucit, Augit, Magnetit, braunes Glas); vom Grunaer Berg (glasfrei, mit Nephelin), vom Knappberg und Wachberg bei Marklissa.

Der kleine Bezirk der Basalte *Schonens* führt ausser den durch Plagioklas und Nephelin charakterisirten Gesteinen auch einen Lb. bei Sandåkra, n.ö. von der Eisenbahnstation Sösdala; die mikroskopischen Leucite in dem dichten schwarzen Gestein enthalten schöne Kränze von Augitmikrolithen; oft ist reichlich Plagioklas und braunes Glas zugegen (Eichstädt 1882).

Auf der Insel *Sardinien* hat der sonst nur Feldspathbasalte liefernde Vulkan Ferru auch zwei Ströme von Lb. ergossen, einen mächtigen, an seinem Fusse oberhalb Scanu ausgebrochenen, und einen sehr kleinen in der Nähe des Mte Entu; der erstere führt zahlreiche Olivinfels-Einschlüsse und besteht u. d. M. aus viel Leucit (ohne polysynthetische Zwillingsstreifung, aber stellenweise sehr charakteristischen Durchschnitten und Interpositionen), Augit, viel Olivin, Biotit, vielleicht etwas Sanidin; der Strom vom Mte. Entu hält dicke Biotittafeln und mitunter sehr wenig Olivin. Ausserdem hat auch die Vulkangruppe von Pozzo Maggiore Laven von Lb. geliefert. In allen kommen Melilith und Haüyn nicht vor, Nephelin nur unsicher, Plagioklas blos hier und da ganz accessorisch, eine Glasbasis pflegt zu fehlen (Doelter).

Leucitbasalte finden sich in der Gegend von Ain-Témouchent in Algier zufolge Curie und Flamand (Exc. im N. Jahrb. f. Min. 1890. II. 406). — Lb. erscheint nach Steinecke in Persien zwischen Choi und Koschkserai Marand (zu mehr als $\frac{2}{3}$ aus Leucit bestehend, der in Analcim umgewandelt ist, biotitreich, meist olivinarm), am Schahi Dagh in Urmiah und am Besow Dagh. — Über Lb., der in Verbindung mit Tephrit in Java auftritt, vgl. S. 32.

Nach Edgeworth David und Judd bildet echter Lb. mit Leucit, Augit, gelbem, wenig pleochroitischem Biotit, Olivin einen 1 Mile langen und $\frac{1}{2}$ Mile breiten Lavastrom bei Byrock, nahe Bourke, einer Colonie von N.-S.-Wales, 450 Miles n.w. von Sydney in Australien. — Nach einer Notiz von F. W. Hutton (Royal soc. of New-South-Wales, 7. Aug. 1889) kommt zufolge Skey ein Lb. bei Castle Point an der Ostküste von Wellington, Neuseeland, vor.

---

v. Dechen, Laven der Eifel und des Laacher Sees. Geogn. Führer z. d. Vulkanreihe der Vordereifel, Bonn 1886. — Geogn. Führer z. d. Laacher See, Bonn 1864. — Z. geol. Ges. XVII. 1865. 122. — Vgl. auch Roth in Mitscherlich, Über d. vulkan. Erscheinungen in der Eifel 1865. 16.
F. Zirkel, Leucitb.-Laven der Eifel, Basaltgesteine 1870. 164.
Hussak, Lb.-Laven der Eifel, Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 77. Aprilheft 1878.
Busz, Lb.-Laven der Eifel, Verh. naturh. Ver. preuss. Rheinl. u. Westph. 1885. 418.
Jos. Seiwert, Laven der Eifel, Programm des Gymnasiums zu Trier 1891.

Karl Vogelsang, Lb. von Michelskirch, Eifel, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 54.
F. Zirkel, Lb.-Laven des Laacher Sees, Basaltgesteine 1870. 160.
Hesse, Lava von Niedermendig (anal.), Journ. f. prakt. Chemie LXXV. 1858. 216.
Angelbis, Lb. des Bertenauer Kopfs, Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1881. 401.
F. Zirkel, Lb. von Uffeln, N. Jahrb. f. Min. 1872. 4.
Sommerlad, Lb. von Ulrichstein, Vogelsberg, N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 222.
Chelius, Lb. vom Häsengebirge, Erläuterungen z. Section Messel der geol. Specialkarte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1886.
Möhl, Die Basalte u. Phonolithe Sachsens, Nova Acta d. Leopold.-Carol. Akad. d. Naturf. XXXVI. Nr. 4. 1873.
Bořicky, Petrograph. Studien an den Basaltgest. Böhmens, (Archiv d. naturwiss. Landesdurchforsch. v. Böhmen II. 2. 2.) Prag 1874.
Clements, Lb. des Duppauer Gebirges, Nordböhmen, Jahrb. geol. Reichsanst. XL. 1890. 327.
Möhl, Lb. der preuss. Oberlausitz, Abhandl. naturforsch. Ges. in Görlitz. XV. 1874.
Doelter, Lb.-Laven von Sardinien, Denkschrift. d. Wiener Akad. XXXIX. 1878. 77.
Steinecke, Lb. in Persien, Z. f. Naturwissensch. 4. Folge, VI. 1887. 22.
Judd, Lb. von Byrock, Australien, Min. Mag. VII. 1887. 194; vgl. auch das Referat einer späteren Mittheilung im N. Jahrb. f. Min. 1892. I. 316.

Ijolith.

Schon 1883 hatte Wiik nachgewiesen, dass ein Gestein vom Berge Iiwaara im Kirchspiel Iiwaara des nördl. Finnlands, welches früher als Elaeolithsyenit galt, keinen Feldspath enthält, sondern ein grobkörniges bis feinkörniges Gemenge von blos Elaeolith, Pyroxen und der Granatvarietät Iiwaarit darstellt (Finska vetensk. societ. förh. XXV. 1883; vgl. auch Verh. geol. R.-Anst. 1878. 87). Nachdem es eine Zeit lang geschienen hatte, dass dieses Gestein nur gangbildend in einem dort verbreiteten Vorkommen von eigentlichem Elaeolithsyenit auftrete, wurde von W. Ramsay und Berghell dargethan, dass an dem etwa 3 km langen Berge Iiwaara (an den Quellen des Flusses Iijoki und dem See Iijärvi) überhaupt kein feldspathhaltiger Elaeolithsyenit existirt, sondern die ganze Bergmasse die von Wiik aufgefundene Mineralzusammensetzung besitzt (Stockh. geol. fören. förh. XIII. 1891. 300).

Für diese nun in ihrer Selbständigkeit erkannte, granitisch-körnige Verfestigung desjenigen Magmas, welches unter den tertiären Eruptivgesteinen als Nephelinit auftritt, schlugen Ramsay und Berghell den Namen Ijolith (wegen des übereinstimmenden Anfangs der dort verbreiteten geographischen Namen) vor. Es ist dadurch dieselbe bemerkenswerthe Parallele geschaffen, die zwischen Elaeolithsyenit und Phonolith besteht.

Das Gestein ist im Allgemeinen mittelkörnig mit einer allenthalben constanten Zusammensetzung wesentlich aus Elaeolith und Pyroxen in ungefähr gleichen Mengen. Der grauweisse oder röthlichgraue, meist sehr frische Elaeolith (ana-

lysirt) mit Glas- bis Fettglanz bildet mehrere Millimeter dicke Körner, gewöhnlich ohne Krystallformen gegen einander und gegen den Pyroxen und ist reich an Flüssigkeitseinschlüssen. Der monokline Pyroxen liegt mit automorphen prismatischen oder dicktafeligen Individuen entweder einzeln im Elaeolith oder häuft sich zu Nestern zusammen; die oft verwillingten Schnitte zeigen einen hellgelben, unpleochroitischen Kern, umgeben von verschieden grünen, stark pleochroitischen Schalen, deren äusserste wohl Krystalle von Elaeolith einschliessen, was darauf hindeuten würde, dass der Beginn der Elaeolithausscheidung in die letzte Pyroxenbildung eingriff. Apatit ist reichlich. Weniger in diesem vorherrschenden mittelkörnigen Typus, als in den grobkörnigen Gesteinsstellen, welche in denselben allmählich übergehen, tritt accessorisch der Iiwaarit auf, in dunkeln metallisch glänzenden, nur bei grosser Dünne braun durchscheinenden Partieen, die meist lappig begrenzt sind, aber doch bisweilen die reguläre Form 2O2 erkennen lassen. Dieses Mineral ist wahrscheinlich ein Kalkeisenoxyd-Granat mit starkem Titansäuregehalt, welcher von Thoreld (an vermuthlich inhomogenem Material) zu ca. 18, von Ramsay nnd Berghell (an anscheinend reinem) zu ca. 25 % bestimmt wurde. Stellenweise ersetzt in den grobkrystallinischen Partieen der Iiwaarit die Hälfte des Pyroxens. Titanhaltiger Melanit kommt bekanntlich auch in den Nepheliniten häufig vor. Hellrother Titanit ist sehr unregelmässig vertheilt. Cancrinit findet sich hier und da als Umwandlungsproduct des Elaeoliths, örtlich ist secundärer Calcit in bedeutender Menge vorhanden. Eine Analyse des Gesteins ergab: SiO_2 42,79; TiO_2 1,70; Al_2O_3 19,89; Fe_2O_3 4,39; FeO 2,33; MnO 0,41; CaO 11,76; MgO 1,87; K_2O 1,67; Na_2O 9,31; P_2O_5 1,79; Glühverlnst 0,99 (98,81). Der Mangel an Orthoklas im Vergleich zn den Elaeolithsyeniten spricht sich deutlich in der sehr geringen Kalimenge aus. Die Zusammensetzung ist überraschend ähnlich derjenigen des Nephelinits von Meiches. In Säuren lösen sich 37—38 % des Gesteinspulvers.

Am westl. Abhang des Iiwaara erscheint eine stengelige Gesteinsausbildung, indem die strahligen Pyroxen-Individuen parallel liegen. Das Iiwaara-Massiv wird von feinen Adern und schmalen Gängen eines dunkeln feinkörnigen, auch aus Elaeolith und Pyroxen bestehenden Gesteins durchsetzt, in welchem grosse scharfgebildete Titanitkrystalle porphyrähnlich liegen (vgl. I. 750).

Nephelinit.

Als Nephelinit pflegt man nach dem Vorschlag von Rosenbusch zur Zeit die von Olivin (und Plagioklas) freien Nephelin-Augitgesteine zu bezeichnen, also gewissermassen Nephelindolerite und Nephelinbasalte, welche keinen Olivin enthalten. In der That scheint auch der Nephelinit geologisch viel mehr mit den Nephelinbasalten in Verbindung zu stehen als etwa mit den Tephriten, zu denen

er eine plagioklasfreie Parallele bilden würde, sofern blos die Natur der vorwaltenden Gemengtheile ins Auge gefasst wird. Es ist dieselbe Mineralcombination, zu welcher sich 1891 die früher vermisste granitisch-körnige Ausbildung in dem interessanten alten Ijolith Finnlands gefunden hat.

Die makroskopische Structur der Nephelinite ist bald grobdoleritisch, wie bei dem altbekannten Vorkommen von Meiches, bald mehr basaltähnlich. Die grösseren mehr oder weniger gut automorphen Augite werden im Schnitt bald braun, bald grün und pflegen im ersteren Falle stärker, im letzteren nur schwach pleochroitisch zu sein. Zwillingsbildung, Zonenstructur und Einschlüsse sind ähnlich wie bei denen der basaltischen Gesteine. In capverdischen Nepheliniten befand Doelter die porphyrischen grösseren Augite zum Theil als natronreich und leichter schmelzbar, wobei sie aber auf Grund ihrer Form und normalen Auslöschungsschiefe gleichwohl nicht zum Aegirin (Akmit) gehören dürften; in einem Vorkommniss besass jedoch dieser leicht schmelzbare Pyroxen stets auch eine so geringe Auslöschungsschiefe wie Aegirin, welcher auch sonst noch in der Grundmasse vorzukommen scheint. — Der Nephelin, nur bei doleritischer Ausbildung makroskopisch zu erblicken, bildet sowohl selbständig begrenzte Individuen, wie er andererseits auch als xenomorphe, vielfach körnige Substanz, als sog. Fülle erscheint (vgl. darüber Nephelinbasalt); seine Structur und Umwandlung sind dieselben wie in den sonstigen basischeren Nephelingesteinen. Je reicher an Nephelin die Gesteine sind, desto eher ist das Mineral automorph entwickelt, während es in den augitreichen Varietäten vorwiegend nur als Fülle auftritt.

Von anderen blos als accessorisch geltenden Mineralien können sich betheiligen: etwas Plagioklas, durch welchen ein Übergang in Tephrit, etwas Sanidin, durch welchen ein solcher in Phonolith angebahnt werden könnte; der Sanidin erscheint hier in der Regel als letzte Ausscheidung Lücken ausfüllend; ferner auch etwas Leucit. Eine grössere Rolle spielt der früh ausgeschiedene, stellenweise ziemlich reichliche Haüyn, häufiger von viel Nephelin als von viel Augit begleitet; makroskopische Haüyne, graubraun oder braunschwarz, werden am Covão auf der Capverden-Insel S. Antão bis 11 mm gross; zufolge Doelter scheinen in N.en dieser Inseln zweierlei Haüyne vorzukommen, welche sich äusserlich durch Farbe, chemisch durch den Kalk- und Natrongehalt von einander unterscheiden: einerseits grössere, u. d. M. farblos, nelkenbraun, selten graublau, natronreicher und kalkärmer, andererseits viel kleinere, unregelmässig begrenzte Körnchen von blassblauem Haüyn, die natronärmer und kalkreicher sind. Es scheint also hier ein umgekehrtes Verhältniss vorzuliegen wie bei den Beobachtungen von Cushing und Weinschenk an einem Noseantrachyt (II. 433). — Brauner und rothbrauner Magnesiaglimmer, unter welchem sich auch Anomit verbirgt, erscheint bald in grösseren sechsseitigen Blättern, bald als mikroskopische Fetzchen, vielfach an den Eisenerzen klebend. Melanit, accessorisch in N.en des Kaiserstuhls; ausgezeichnet in solchen des Massai-Landes; hin und wieder spärlich Titanit. Hornblende, wohl natronhaltig, manchmal von einer Rinde oder Büscheln grünen Pyroxens umgeben, spielt im Ganzen nur

eine sehr untergeordnete Rolle und ist vielen charakteristischen N.en ganz fremd; dasselbe gilt für Melilith. Den Apatit beobachtet man in den gröberkörnigen Abarten bisweilen schon makroskopisch. Wollastonit als normaler Gemengtheil und auch aufgewachsen in Hohlräumen hierher gehöriger Gesteine aus dem Massai-Lande. Perowskit local in N.en aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen. Was den Olivin anbetrifft, so beruht, wie angeführt, auf seiner Abwesenheit die Trennung des Nephelinits von dem Nephelinbasalt, und es gibt in der That mehrere Vorkommnisse, welche in dieser Hinsicht den echten Nephelinittypus sehr charakteristisch darbieten; ein äusserst spärlicher Gehalt an sporadisch vertheilten Olivinkörnchen wird selbstverständlich noch nicht Veranlassung geben, das Gestein den Nephelinbasalten zuzuordnen; so scheinen, wenigstens nach der Angabe von Sommerlad, selbst in dem sonst ganz olivinfreien N. von Meiches hier und da ein paar vereinzelte Körnchen des Minerals zu liegen. Dabei möge aber nicht vergessen werden, dass, wenn auch die typischen Nephelinite in befriedigender Weise von den Nephelinbasalten geschieden sind, innerhalb der letzteren grobkrystallinische Ausscheidungen, denen der Olivin ganz fehlt, vorkommen können, wie Stelzner dieses vom Podhorn bei Marienbad beschreibt (vgl. S. 46): das olivinfreie Nepholin-Augitgemenge ist also hier nichts Selbständiges, sondern nur eine structurelle Modification des olivinhaltigen. — Magnetit und Apatit treten in der üblichen Weise auf; auf der Insel Antão beobachtete Doelter eine N.-Varietät ohne jeden Magnetit. — Glasbasis, mehr farblos als bräunlich, ist hier und da gar nicht spärlich vorhanden, wie es scheint häufiger in den augitreichen als in den nephelinreichen Gesteinen.

Im Allgemeinen zeichnen sich die N.e durch einen beträchtlichen Wechsel im quantitativen Verhältniss der Gemengtheile aus. Von möglichen Übergängen war schon oben an verschiedenen Stellen die Rede; auf den Capverden gehen nephelinarme N.e durch Zurücktreten des Nephelins und Überhandnehmen der Glasbasis in Augitit über.

Bei den Nepheliniten können als mehr oder weniger charakteristische Typen unterschieden werden: a) der doleritisch-grobkörnige (z. B. Meiches, Wickenstein, Stopfelskuppe, Schreckenstein); eigentliches Glas pflegt zu fehlen, aber häufig stellt sich eine intersertale Zwischenmasse in geringer Menge ein; reich an Nephelin; der Augit ist vorwiegend rothbraun, Sanidin manchmal accessorisch; Hornblende spielt gar keine Rolle. Diese Gesteine stehen in einem offenbaren geologischen Zusammenhang mit olivinführenden Nephelinbasalten, und es ist die Vermuthung wohl nicht von der Hand zu weisen, dass sie nur grobkörnig ausgefallene olivinfreie oder höchst olivinarme Modificationen der letzteren darstellen. Aus diesem Grunde ist auch das Vorkommen vom Löbauer Berg trotz seines meist nur spärlichen Olivingehalts zu dem Nephelinbasalt gesetzt worden. b) der basaltische, makroskopisch dicht, oder porphyrisch, u. d. M. sehr feinkörnig, auch wohl glasführend, hin und wieder reicher an Haüyn, meist arm an weiteren accessorischen Gemengtheilen (z. B. sächsisches Erzgebirge, Böhmen). c) eine weitere eigenthümliche seltenere Varietät wird durch das

vermehrte Eintreten von Hornblende und Biotit, auch wohl von Haüyn und Melanit charakterisirt, welche neben Augit z.Th. porphyrisch in der Grundmasse erscheinen. Diese Abart ist es wohl, welche Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 795) den camptonitischen Typus nennt (z. B. Horberig im Kaiserstuhl).

I. Nephelinit von Meiches im Vogelsberg. Knop 1865; hält noch Spur von MnO.
II. N. vom Wickenstein in Niederschlesien; Neu-Berechnung der Löwe'schen Analyse durch Roth; IIa. der in HCl lösliche (44,42); IIb. der darin unlösliche Theil (55,58 %, mit Spur von MnO).
III. N.-Lava von der Hannebacher Ley, n. vom Laacher See; G. vom Rath; spec. Gew. 2,879; IIIa. der in HCl lösliche Theil (70,80 %).
IV. N. südl. der Povação, Insel S. Antão der Capverden; dicht dunkelgrün, nephelinreich, frei von Magnetit, spärlich Plagioklas. Doelter, Capverden 1882.
V. N. vom Covão auf S. Antão, porös, gelbgrau, haüynreich. Doelter, ebendas.

	I.	II.	IIa.	IIb.	III.	IIIa.	IV.	V.
Kieselsäure	43,89	41,87	35,06	47,98	42,88	41,59	46,95	41,09
Thonerde.	19,25	16,48	25,98	9,10	13,99	18,82	21,59	18,35
Eisenoxyd	—	3,16	7,17	—	15,72	16,32	8,09	14,89
Eisenoxydul . . .	12,00	1,42	3,22	16,51	—	—	—	—
Kalk	10,58	12,10	9,43	14,41	12,64	6,80	7,97	8,79
Magnesia	2,81	7,14	—	12,97	3,94	1,07	2,49	1,78
Kali	1,73	0,56	1,28	—	3,96	5,35	2,04	3,14
Natron	9,13	5,50	12,47	—	4,73	6,52	8,93	8,79
Titansäure	1,24	—	—	—	—	—	—	—
Phosphorsäure . .	1,39	—	—	—	—	—	—	—
Schwefelsäure. . .	—	—	—	—	—	—	—	2,11
Wasser.	—	2,67	6,07	—	3,08	4,35	2,09	1,26
	99,39	100,00	100,68	100,97	100,94	100,82	100,15	100,20

I hält noch 0,17 BaO (an den monoklinen Feldspath gebunden), 0,01 SrO, Spur Fl; V: 0,45 Cl. — Unter den Alkalien waltet natürlich allemal das Na_2O erheblich vor. Die Menge der MgO ist in Folge der Abwesenheit von Olivin nicht beträchtlich; relativ sehr hoch erscheint dieselbe in II, doch man sieht auch hier, dass sie nicht etwa mit Olivin zusammenhängen kann, da der in HCl lösliche Theil IIa gar keine Magnesia enthält. In IIa ist der hohe Gehalt an CaO auffallend, der wohl nur dem Nephelin (und Apatit) zugeschrieben werden kann. Trotz des Melilithgehalts in III beträgt CaO hier kaum mehr als in den melilithfreien I und II. Der hohe Wassergehalt in IIa wird vermuthlich durch die Zeolithisirung des Nephelins mit bedingt.

Aus dem Gebiet des *Laacher Sees* gehört hierher die Lava der Hannebacher Ley n. desselben; sie ist dicht, porös und enthält u. d. M. ausgezeichneten und reichlichen Nephelin, nur ganz wenig Leucit, relativ viel Haüyn und namentlich gelben Melilith, Augit, Magnetit, Perowskit. Labradorit oder Anorthit, wie G. vom Rath aus seiner Analyse des Löslichen schliessen wollte, wird total vermisst; der Kalkgehalt von 6,80 % darin ist vorwiegend auf den Melilith zu schieben; die unbekannten gelben Krystallkörner vom Rath's gehören dem letzteren, die farblosen Prismen dem Nephelin an. Olivin fehlt gänzlich. Auf Poren Nephelin, Augit, Magnetit. Nicht unähnlich, aber olivinhaltig ist die nicht weit entfernte Nephelinbasaltlava vom Herchenberg (S. 39).

Im *Kaiserstuhl* finden sich zufolge Rosenbusch sehr reichliche und manchfach ausgebildete N.e, namentlich in den centralen Theilen in der näheren Umgebung von Oberbergen. So die haüynreichen, meistens nephelinarmen und spärlich Sanidin führenden Gesteine vom Fuss des Horberig zwischen den Thälern nach Schelingen und Vogtsburg mit grossen Biotitkrystallen und Melaniten; neben dem überaus scharf krystallisirten und schön zonaren Augit erscheint bisweilen Hornblende; Melilith nur in vereinzelten Kryställchen. »Von anderen Nepheliniten des Kaiserstuhls sei nur noch das Gestein vom Pulverbuck bei Oberbergen (mit gelbem Haüyn, etwas accessorischem Plagioklas und einer spärlichen glasigen Basis), sowie ein haüynfreies Gangvorkommen vom Eichberg bei Rottweil erwähnt, welches etwas Sanidin und nicht unbedeutende Mengen von Leucit führt.«

Seit 1840 berühmt ist der N. von *Meiches* am n. Gehänge des Vogelsbergs in Hessen, welchen v. Klipstein auffand (Karten's u. v. Dechen's Arch. XIV. 1840. 248); man kennt ihn nicht anstehend, nur in losen Blöcken, welche aus aufgelassenen Schächten herstammen und er bildet zufolge R. Ludwig vielleicht einen Gang im Basalt. Knop lieferte die erste sehr gründliche Untersuchung. Das grobkörnige krystallinische, in hohem Grade poröse Gemenge besteht hauptsächlich aus graulichweissem bis hellweingelbem Nephelin, der in den Drusenräumen freie Krystalle bildet, und schwarzem Augit; Magnetit als deutlich erkennbare Krystalle bis zu 3 mm Axenlänge. Ausserdem findet sich in viel geringerer Menge ein glasglänzender Feldspath, den G. Rose für Sanidin hielt, und welcher auch nach Knop monoklin und frei von Zwillingsstreifung ist, aber chemisch einen »kalireichen, kalkfreien Barytoligoklas« mit 59,69 SiO_2, 8,61 K_2O, 6,55 Na_2O, 2,27 BaO, 0,36 SrO darstellt. Das Gestein führt auch Leucit, der jedoch nicht in Krystallen sondern nur in sphaeroidischen Massen (u. d. M. mit deutlicher Zwillingsstreifung) auftritt, sehr wenig Titanit, feine weisse Apatitkrystalle sowie sehr spärlichen Sodalith, welcher indessen nicht in der Gesteinsmasse selbst, sondern nur auf Klüften vorzukommen scheint. Sommerlad fand auch u. d. M. sehr vereinzelte gelbe oder braunröthliche Olivine (das Gestein enthält blos 2,81 Magnesia). Als grössere Einschlüsse in diesem N. und mit ihm verwachsen, aber auch für sich in losen Stücken kommt dort ein sehr harter schwarzgrauer echter Nephelinbasalt mit ausgeschiedenem Olivin, Augit und Magnetit vor, welcher im Gegensatz zum vorigen 13,01 MgO hält. Nach Tasche soll ein mit dem von Meiches übereinstimmender grober N. sich bruchstücksweise am Sigmundshäuserhof bei Kölzenhain und an der Kalten Buche bei Hartmannshain am Vogelsberg finden. — In dem Tuffmantel der aus Magmabasalt bestehenden Stopfelskuppe bei Eisenach setzen Gänge eines ziemlich grobkörnigen ganz olivinfreien N. auf (Bornemann).

Im westlichen Theile des sächsischen *Erzgebirgs* gehört nach der Beschreibung von Sauer (Sect. Wiesenthal 1884) hierher die Kuppe des Eisensteinbergs im Crottendorfer Revier, indem ihr Gestein ein feinkörniges Augit-Nephelingemenge blos mit etwas Biotit und Magnetit darstellt. — Klöfsberg bei Königswalde, mit blos ausgeschiedenem Augit; u. d. M. Augit, Melilith (?), Nephelin, sehr spärlich Leucit, Biotit, Perowskit; Olivin fehlt (Schalch, Sect. Annaberg 1881; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 168 und Stelzner ebendas. 207). — Vorkommnisse vom Mückenberg bei Halbmeil, und von der vorderen Kohlung bei Rittersgrün, beide mit Leucit und Perowskit, letzteres auch mit Melilith (Schalch, Sect. Johanngeorgenstadt 1885). — Hieran reihen sich auf dem benachbarten böhmischen Gebiet: Decke der Steinhöhe bei Seifen; Augit reichlich, Nephelinfülle untergeordnet, farbloses Glas, grössere Haüyne, einzelne feine Biotitblättchen, kein Olivin angegeben; etwas Leucit, durch dessen Überhandnehmen im s.ö. Theil der Kuppe Übergänge in Leucitbasanit entstehen. — Kegel des Spitzbergs bei Gottesgab, über Phyllit, ähnlich, aber noch Perowskit

führend. — Kleine Kuppe zwischen Kölbl und Spitzberg, ein tachylytartig pechglänzender Basalt, u. d. M. ein vorherrschendes braunes Glas mit mikroskopischen Ausscheidungen von Augit und scharf begrenzten Nephelinkrystallen (Sauer ebendas.). — Über die grobkörnigen Nephelinit-ähnlichen Ausscheidungen im Nephelinbasalt vom Podhorn bei Marienbad vgl. Nephelinbasalt. — Die grobkörnigen sog. Nephelindolerite vom Schreckenstein bei Aussig in Böhmen scheinen, ganz olivinfrei, auch hierher zu gehören. — Prischower Kuppe, in der Nähe von Manetin in Böhmen. — Aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen zählt Clements hierher die Gesteine vom Sturhübel (Steinhübel) bei Unter-Wohlau, mit Perowskit, aus dem Steinbruch bei Jurau, reich an hellem Glas, vom Hutberg bei Mohlischen, zwischen Kettwa und Melk (reich an Körneraggregaten von Perowskit).

Die grosse Basaltmasse des *Wickensteins* bei Querbach, s.ö. von Friedeberg in Schlesien, aus Gneiss hervortretend, ist mehr nach der Mitte zu gröberkörnig, nach aussen feinkörnig, dennoch mit scharfen Grenzen; grauschwarz, eigenthümlich fettglänzend. In den gröberkörnigen Varietäten unterscheidet man mit blossem Auge Augit, Magnetit und zahlreiche Apatitnadeln (zufolge Trippke keinen Nephelin und keinen Olivin, welche Roth in den Erläuter. z. geogn. Karte Niederschlesiens S. 23 ebenfalls aufführt). Einen Nephelingehalt glaubte Girard schon 1841 auf Grund der Analyse des in Salpetersäure löslichen Gesteinstheils annehmen zu sollen. Nach Trippke zeigt sich u. d. M. ein schon z. Th. in Natrolith verwandelter und von Augitnädelchen erfüllter Nephelingrund, in welchem violetter sehr schaliger Augit, lange von Magnetit schwarz überrindete Augitnadeln, grosse Magnetitaggregate und zahlreiche Apatite eingelagert sind. Olivin fehlt nach ihm gänzlich.

Aus *Schweden* lehrte Törnebohm in der Landschaft Medelpad in den südl. Bergen des Kirchspiels Timrå in Westernorrland einen N., Gang im grauen Gneiss, kennen. Irregulär umrandeter Nephelin bildet einen Grundteig, in welchem Augit, Apatit, Magnetit, Biotit, etwas Titanit und Eisenkies liegen. Makroskopisch treten nur bis 2 mm lange Augitnadeln in der dunkelgrauen Grundmasse hervor. Olivin fehlt. — Derselbe berichtete über N.e von Frederikshaab und Kangarsuk in Grönland, theils hornblendehaltig, theils mit Glimmer und Perowskit.

Auf den *Capverdischen* Inseln, wo so manche andere nephelinführende Gesteine Entwickelung gefunden haben, sind auch N.e zufolge Doelter im Ganzen ziemlich häufig, bald nephelinreich und haüynführend, bald ärmer an Nephelin, mit vorherrschendem Augit und dann auch mit einer Glasbasis. Unter den vielen Varietäten ist die vom Covão auf S. Antão porös, gelbgrau mit bis 11 mm dicken Haüynen; u. d. M. viel Nephelin in grossen Krystallen, grüner Augit in nicht bedeutender Menge, Magnetit und Apatit sehr selten. Eine ähnliche Zusammensetzung hat ein poröses blaugrünes Gestein vom Monte Ella; ein ockergelbes vom Topo da Coroa zeigt zahlreiche blaue Haüynkörner und u. d. M. citronengelbe Augite; andere wieder sind mehr schlackig und pechschwarz und führen nur Augit ausgeschieden; südlich der Povação sehr dichte dunkelgrüne Varietäten ohne Ausscheidungen und haüynfrei, mit accessorischen Plagioklasleisten und gänzlich ohne Magnetit. — Es mag hier daran erinnert werden, dass auf den Capverden als weitere nephelinführende Gesteine nachgewiesen wurden: Phonolith (II. 459), Nephelinbasanit (S. 11), Nephelintephrit (S. 28) und Nephelinbasalt (S. 48).

An grobkörnige Varietäten des Kaiserstuhls erinnern die in mancher Hinsicht merkwürdigen Nephelinite, welche Mügge aus der näheren Umgebung des ca. 1300 m über der Ebene aufragenden noch rauchenden Vulkans Dönjo-Ngai im *Massai-Lande* beschreibt. Es sind z. Th. sehr grobkörnige Gemenge von Nephelin (oft bis 5 mm grosse scharfe oder mikroskopisch corrodirte Krystalle) und tafelartigen dunkelgrünen zonaren Augiten, wozu sich manchmal in etwas schlackigen Varietäten eine

dunkelgrünschwarze pechglänzende Masse gesellt, welche sich u. d. M. als ziemlich reines gleichmässig vertheiltes Glas herausstellt; accessorisch gewöhnlich schon makroskopischer schwarzer Granat (∞O.202) sowie weisser faseriger bis stengeliger Wollastonit, theils als normaler Gemengtheil, theils in Hohlräumen aufgewachsen; ausserdem noch Sodalith und Titanit, während Magnetit fehlt. Über die Anschmelzungserscheinungen, welche der Wollastonit und namentlich der in förmliche Glasschlieren übergehende Granat zeigt, vgl. I. 752. Ein anderer N. stammt aus der Ebene zwischen dem Kilimandscharo und Pangani-Fluss bei Klein-Aruscha.

G. vom Rath, Lava von der Hannebacher Ley, Laacher See, Z. geol. Ges. XIV. 1862. 672. — F. Zirkel, ebendar., Mikrosk. Beschaffenh. 452. — A. Martin, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 211.

Knop, N. von Meiches, Vogelsberg, N. Jahrb. f. Min. 1865. 674.

v. Klipstein, N. von Meiches, ebendas. 1878. 722.

Sommerlad, N. von Meiches, XXII. Bericht d. oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1883. 263.

Bornemann, N. von der Stopfelskuppe bei Eisenach, Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1883. 152.

Clements, N. des Duppauer Gebirges in Nordböhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. XL. 1890. 338.

Hansel, Über basaltische Gesteine aus d. Gegend von Weseritz u. Manetin (Böhmen). Pilsen 1886.

Trippke, N. vom Wickenstein in Schlesien, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 201; vgl. darüber früher: Löwe, Poggendorff's Annalen XXXVIII. 1836. 158; Girard, ebendas. LIV. 1841. 559.

Törnebohm, N. von Medelpad, Westernorrland, Stockh. Geol. För. Förhandl. VI. 1882—3. 549.

Törnebohm, N. von Grönland, Stockh. Geol. Fören. Förhandl. VI. 1882—3. 703.

Doelter, N. der Capverden. Zur Kenntniss der vulkan. Gest. u. Min. der Capverdschen Inseln. Graz 1882. 54.

Mügge, N. des Massai-Landes, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 591.

Leucitit.

Als Leucitit sind hier, ganz analog den Nepheliniten, Gesteine zusammengefasst, welche vorwiegend aus Leucit und Augit bestehen, mit Ausschluss sowohl des Plagioklases als des Olivins; indem der erstere fehlt, unterscheiden sie sich von den Leucittephriten, indem der letztere mangelt, von den Leucitbasalten, während die Abwesenheit von Plagioklas und Olivin zusammen den Gegensatz zu den Leucitbasaniten bewirkt. Ein reichliches Eintreten von Sanidin würde diese Gesteine den Leucittrachyten nähern, doch scheinen Übergänge nach dieser Richtung nicht vorzukommen. — Über die Beschaffenheit der beiden leitenden Gemengtheile ist nichts anzuführen, was nicht auch bei den eben

erwähnten Verwandten hervorgehoben wäre. In einem Theil der Leucitite besitzt der Leucit oft jene wenig vollkommene Ausbildung, welche bei den Leucitbasalten besprochen wurde, und indem dann auch die Augite zumeist das basaltische Braun aufweisen, schliessen sich diese Vorkommnisse, wie auch örtlich, eng an die Leucitbasalte an. In anderen L.en ist der Leucit besser begrenzt und von vorwiegend grünlichem Augit begleitet, weshalb diese mehr einen tephritischen Habitus besitzen. Als accessorische Gemengtheile erscheinen vor allem Nephelin, auch wohl Biotit; manche Gesteine sind reich an Haüyn (Melfi, Capverden, Java), welcher der Leucititlava vom Capo di Bove ganz fehlt; letztere führt indess viel Melilith, der auch bei Melfi wiederkehrt, aber an anderen Orten nicht vorkommt. Die hierher gehörige Lava Sperone des Albaner Gebirges enthält reichlichen Granat. Stellenweise kann eine geringfügige Menge von Plagioklas oder Olivin eintreten, ohne den Charakter des L. zu verwischen. — Die L.e sind im Allgemeinen bald reicher an Leucit und dann ärmer an Augit und Erzen, bald umgekehrt beschaffen.

I. Leucititlava vom Capo di Bove bei Rom. Bunsen, Mittheilung an Roth, 1861.
II. Lava oberhalb Frascati am Wege nach Tusculum, Albaner Gebirge. Bunsen, ebendas.
III. Granatreiche »Lava Sperone« von Tusculum. G. vom Rath, 1866; spec. Gew. 2,810.
IV. Nephelinreiche Leucititlava mit grossen Haüynen (sog. Haüynophyr) vom Vultur bei Melfi. Rammelsberg, 1860.
V. Leucitit vom Krater des Topo da Coroa, S. Antão, Capverden. Kertscher bei Doelter, 1882.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	45,93	45,30	45,67	42,46	48,46
Thonerde	18,72	16,76	15,52	18,49	21,81
Eisenoxyd	—	—	—	3,35	2,17
Eisenoxydul	10,68	12,58	12,97	6,31	3,75
Kalk	10,57	9,16	10,94	8,70	4,58
Magnesia	5,67	2,81	3,00	3,64	0,68
Kali	6,83	6,18	5,91	4,58	5,86
Natron	1,68	2,26	5,21	7,12	8,41
Glühverlust	0,59	4,95	1,20	2,31	2,08
Chlor	—	—	—	0,52	0,13
Schwefelsäure	—	—	0,38	2,44	2,97
	100,67	100,00	100,80	99,20	100,90

III, IV und V sind haüynhaltige Gesteine. Bemerkenswerth ist, dass der Granatreichthum in III kaum einen Unterschied in der Bauschanalyse gegen die granatfreien I und II herbeiführt. Die Zusammensetzung der Lava vom Capo di Bove (I) ist sehr ähnlich der durchschnittlichen der Vesuvlaven (Leucitbasanit), trotz der nicht geringen Abweichung in der mineralischen Zusammensetzung (letztere führen Plagioklas und Olivin, keinen Melilith); auffallend ist, bei der Abwesenheit von Olivin in I, dass hier MgO fast mehr ausmacht, als in dem Durchschnitt der Vesuvlaven. — IV enthält 70,57 in verdünnter HCl zersetzbare und 29,35 % darin unlösliche Theile (die ersteren mit 10,0 % Na_2O auf 6,49 K_2O).

Unter den zahlreichen Leucit führenden Laven der *Eifel* sind zwei Vorkommnisse bekannt geworden, welche sich als frei von Olivin erwiesen, daher vom blos petrographischen Gesichtspunkt aus zu den Leucititlaven gehören würden; wegen ihres untrennbaren geologischen Zusammenhanges mit den dortigen olivinführenden Leucitbasaltlaven sind sie bei letzteren (S. 53) erwähnt worden. — Unter den echten Leucititen, welche am *Kaiserstuhl* in der Umgegend von Rothweil vorkommen, beschreibt Rosenbusch als einen der schönsten den vom Kreuzle auf dem s. Gehänge über Rothweil; er besteht aus Leucit, neben welchem nur sehr wenig Nephelin, aber ziemlich viel Haüyn erscheint, aus sehr reichlichem Augit mit oft sehr prägnantem Pleochroismus der recht vollkommen ausgebildeten Krystalle und Magnetit, Basis ist nicht wahrzunehmen. — Auch im *Erzgebirge* kommen in Verbindung mit den dortigen Leucitbasalten ähnliche, abor olivinfreie Gesteine vor, z. B. an dem grossen, mittleren und kleinen Spitzberg auf Section Kupferberg (reich an Perowskit, Sauer 1882); Kaffberg n.ö. von Goldenhöhe (Sect. Wiesenthal, Sauer 1884. 79); die zahlreichen Leucite mit schönen Kränzen von Augitmikrolithen treten schon im Präparat makroskopisch wie Nadelstiche hervor; Augit vorwiegend, Nephelin untergeordnet, viel opakes Erz und etwas Glas; nussgrosse makrokrystalline Ausscheidungen, bestehend aus Augit, Magnetit und Titanit. — Der sog. Dolerit von Tichlowitz an der Elbe in *Böhmen* mit seinen grossen platten porphyrartig hervortretenden Augiten ist ein ausgezeichnetes feldspathfreies und olivinfreies Leucitgestein mit etwas umgewandeltem Nephelin und accessorischer Hornblende (F. Z., Basaltgest. 1870. 158). — Unter den von Bořicky ausführlich beschriebenen »Leucitoïdbasalten« Böhmens finden sich manche, in denen Olivin entweder nicht angeführt oder als fehlend angegeben wird; dieselben würden eventuell hierher gehören. Es sind die Gesteine vom Giesshübel bei Buchau (sehr kleinkörniges Gemenge von Augit, Leucit, Nephelin, Magnetit, mit zahlreichen, z. Th. von Leucit durchwachsenen Biotittafeln); von der Hohen Triebe bei Duppau (ähnlich, aber mit grösseren Hornblenden); Schönwald bei Elbogen (Zugehörigkeit etwas zweifelhaft); vom Fuss des grossen Hirschsteins bei Schwabitz (besteht nur aus Augit, Magnetit, Leucit, Nephelin); vom ö. Fuss des Ronbergs bei Grabern; vom Hirschberg bei Kroh. — Aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen werden von Clements genannt: Hutberg bei Pirk, Foitzberg bei Reschwitz (ziemlich nephelinreich), Dürmaulerberg bei Duppau.

Italien. Ausgezeichnete Vertreter der Leucitite sind die meisten der festen, dichten grauen und compacten Laven des Albaner Gebirges, der Latinischen Berge, s.ö. von Rom. Jener bedeutende Strom, welcher vor der römischen Porta S. Sebastiano an dem Capo di Bove (Grabmal der Caecilia Metella) endigt und dort in grossen Steinbrüchen aufgeschlossen ist, hat ein wechselndes Korn, hin und wieder sind grössere unregelmässige Leucite und Augite ausgeschieden, auf Klüften treten Melilith, Nephelin, selten Leucit, Augit, Biotit, Apatit hervor. U. d. M. reichlich Leucit, der in den Dünnschliffen schon mit der Loupe erblickt wird, mit überaus zierlich kranzartig gruppirten Einschlüssen; letztere sind vorwiegend glasige und schlackige Körnchen von gelbbrauner und schwarzbrauner Farbe, selten Körnchen und Mikrolithen von Augit; die Anzahl dieser zonenförmig eingehüllten Partikel variirt sehr, bald sind ihrer nur 5, bald über ein Dutzend, ja einige Kornkränzchen bestehen aus 16 dichtgedrängten Kügelchen. Eigenthümlich ist es, dass gewöhnlich die Körnchen in einem und demselben Leucit fast alle von derselben Grösse sind, dass dagegen oft ein Leucit mit sehr dicken Körnchen hart neben einem solchen mit sehr feinen liegt. Grüner Augit, als zweiter Hauptgemengtheil, tritt nicht eigentlich in isolirten Kryställchen und Krystallen, sondern in zusammenhängenden grösseren, seitlich nicht von deutlichen Krystallrändern begrenzten Partieen auf, in welchen die Leucite, gewissermassen zahllose durchsichtige Löcher bildend, eingewachsen

sind. Ferner nach der Hauptaxe kurz säulenförmige Individuen von Melilith, im Durchschnitt grünlichgelb oder citronengelb und dick-parallelfaserig, welcher auch Leucite einschliesst, ohne dass seine Faserung dabei die Richtung ändert; er scheint daher hier jünger zu sein als der Leucit; wo der Melilith besonders reichlich wird, scheint dies unter Abnahme des Augitgehalts stattzufinden; farblose, nur im pol. Licht zu erkennende Nepheline, ebenfalls meist ohne deutliche Krystallumgrenzungen; Magnetit, von welchem blutrothe oder orangegelbe dendritische Eisenoxyd-Lappen ausgehen; wenig Magnesiaglimmer in irregulär gestalteten Blättchen, allgemein verbreitet, und Apatit; Olivin fehlt gänzlich in den meisten Varietäten; desgleichen fehlt, trotz der Anwesenheit des Meliliths, der Perowskit. Hin und wieder scheint als jüngste Ausscheidung zwischen den übrigen Gemengtheilen etwas Sanidin vorzukommen. Fouqué und Michel Lévy zeichnen in ihrer Minéralogie micrographique (1879, Planche L) auch einen Plagioklas, welcher aber jedenfalls im allerhöchsten Grade selten ist. In dem Gestein, Selce (Silex) romano als römischer Pflasterstein genannt, finden sich auch umhüllte Aggregate von Wollastonit, sowie auf Drusen als secundäre Bildungen Phillipsit, Gismondin, Calcit. — Sehr ähnlich verhält sich der w. gelegene, bei Acquacetosa und Vallerano endigende albanische Lavastrom, in welchem Melilith mehr zurücktritt, brauner Glimmer reichlicher ist; zarte, eisblumenähnlich auseinanderlaufende farblose zeolithische Fasern haben sich, am unversehrten Augit und Leucit hart abschneidend, im Gesteinsgewebe offenbar auf Kosten des Nephelins angesiedelt.

Im Anschluss sei die sog. Lava Sperone des Albaner Gebirges erwähnt, welche in mächtigen bankartigen Massen gelagert erscheint und wesentlich den Tusculanischen Höhenzug, vielleicht die Hauptmasse des ganzen Albaner Gebirges bildet; an der Oberfläche geht der Sperone allmählich in zusammengebackene Schlackenconglomerate, dann in lockere Schlacken und Aschen über. Diese poröse leichte Masse von bräunlich- oder gelblichgrauer Farbe besteht nach vom Rath wesentlich aus kleinen Körnern von Leucit und noch viel kleineren Kryställchen von gelblichbraunem Granat, ausserdem ist Augit, Magnetit, Nephelin, wohl auch Haüyn und Biotit vorhanden. Übrigens wechselt nach Strüver der Gehalt an diesen und jenen Mineralien sehr: der Sperone von Tusculum führt Leucit, Granat, Augit, Nephelin, Biotit, Magnetit, der vom Monte Compatri keinen Granat, aber Eisenglanz, der von der Villa Lancellotti Haüyn. — Schwarze oder dunkelgraue, ganz aphanitische oder Leucit und Augit zeigende Leucitite erwähnt Bucca vom Vulkan Rocca Monfina; die Grundmasse hält grössere Leucite und Augite ausgeschieden in einem ganz feinen, auch wohl farbloses Glas führenden Aggregat der beiden Mineralien und Magnetit; hier und da spärlich Plagioklas. — Durch einen ebenfalls vorhandenen geringen Gehalt an einem kieselsäurereicheren Plagioklas nähern sich sonst hierher gehörige Gesteine von Santa Maria di Galera bei Bracciano und von Sorano, Provinz Grosseto, den Leucittephriten.

Der sog. Haüynophyr von Melfi in Unteritalien, ein zum Vulkan Vultur gehöriger Lavadurchbruch durch den horizontal gelagerten Tuff unterhalb des Normannenkastells, muss wohl ebenfalls als eine haüynführende sehr nephelinreiche Varietät des Leucitits angesprochen werden. In der rauhen etwas porösen Grundmasse treten neben Augiten vor allem 2 bis 3, doch auch 10 mm grosse dodekaëdrische Krystalle von Haüyn hervor, vorwiegend schwärzlichgrau mit muscheligem Bruch und etwas schaliger Zusammensetzung, ferner auch himmelblau (und dann vollkommen spaltbar) und, wenigstens aussen, durch secundäre Bildung von Eisenoxydschüppchen geröthet; nahe der Villa des Bischofs finden sich auch farblose, vollkommen spaltbare Haüyn-Dodekaëder. U. d. M. noch reichlicher Leucit, zu grosser Kleinheit heruntersinkend, auffallend reich an Flüssigkeitseinschlüssen; ferner

viele sehr gut begrenzte Nepheline, grüner zonarer Augit, durch Zersetzung intensiv honiggelb werdend (nach Mann mit 1,47 Na_2O, 0,52 K_2O, 1,36 TiO_2), einschlussreicher Melilith (frisch fast farblos, zersetzt dunkelhoniggelb und faserig), Magnetit (vorwiegend in Rhombendodekaëdern), Apatit; zufolge Mann auch Sanidin in minimaler Menge; Olivin dürfte nach älteren makroskopischen Angaben aber doch nicht ganz fehlen. Das Verhältniss von Leucit und Nephelin scheint übrigens zu wechseln, denn Rosenbusch nennt das Gestein einen Nephelinit mit spärlichem Leucit und reichlichem Haüyn, welcher auch einen — sonst nicht angeführten — Magnesiaglimmer enthalte. Deecke, welcher die letzte ausführliche Beschreibung dieses Gesteins und der übrigen Laven des Vultur gab, nennt den Haüynophyr einen »haüyn- und melilithreichen Nephelin-Leucittephrit«, obschon er selbst hervorhebt, dass gerade in ihm Feldspath nur in verschwindender Menge vorkommt. Ricciardi analysirte aus dem Gestein den Leucit, Augit, Haüyn und schwarzen Glimmer (Gazz. chim. italiana 1887. 216; vgl. Z. f. Kryst. XIV. 1888. 519).

Einen ebenfalls ausgezeichneten Haüyn führenden Leucitit beschrieb Doelter vom Kraterwall des Topo da Coroa und des benachbarten Siderão auf der *Capverden*-Insel S. Antão. Die zahlreichen blauen Haüyne, welche neben grünen Augiten in einer bald lichtgrauen rauhporösen, bald bläulichschwarzen dichten Grundmasse liegen, werden bis 5 mm gross, sind sehr rein, ohne schwarzen Rand, auch beschränken sich die Strichsysteme höchstens auf die Peripherie. U. d. M. vorwiegend Leucit (nicht über 1 mm gross), Augit mit ca. 4% Na_2O, Magneteisen, Apatit, spärlich lichtgelbliche Glasbasis; accessorisch Titanit, ganz verschwindend wenig Plagioklas, fraglich Nephelin; sehr seltene Aggregationen von Biotit- und Hornblendekryställchen. In anderen Varietäten ist Haüyn nur mikroskopisch, Plagioklas häufiger. — Über ferneren haüynreichen L. vom javanischen Vulkan Ringgit vgl. S. 32.

Unter Gesteinen aus der Umgegend von Trapezunt erkannte Lacroix echte L.e. — Auf der Insel Rachgoune am Golf von Tlemcen (Algier) finden sich von Vélain beschriebene L.e. — Hussak fand bei Poços de Caldas (Rio de Janeiro) Gänge von L. im Phonolith; dicht, schwarz, bestehend nur aus Leucit und Augit nebst kleinen Biotitblättchen, ohne Plagioklas, Nephelin oder Olivin; seltene grössere Leucite sind in Analcim verwandelt.

Anhangsweise mag an den Leucitit das merkwürdige Gestein der »Leucite Hills«, n.w. vom Point of Rocks im Süden des Territoriums Wyoming, gereiht werden. Es ist eine lichtgelblichgraue, felsitisch aussehende, sehr feinporöse Masse, welche makroskopisch nur bronzefarbigen, bräunlichgelben und -rothen Glimmer in sonderbar langen Striemen und Streifen enthält und gar nichts von ihrem Leucitgehalt verräth. U. d. M. fällt sogleich die ungeheure Menge von sehr scharfen, farblosen Leucitdurchschnitten auf, mit denen das Präparat geradezu wie gepflastert erscheint; die grössten achteckigen messen 0,035 mm, die kleinsten 0,003 mm; alle enthalten blassgrüne Pyroxenkörnchen (mitunter glaseinschlussführend) in sich, welche oft zu 5 oder 8 ein zierliches Kränzchen bilden; auch kommen wohl radial gestellte Pyroxenmikrolithen darin vor. Ausserdem dünne selbständige blassgrüne Prismen und Mikrolithen von Pyroxen. In diesem feinen Aggregat, worin der Leucit weitaus vorwaltet, liegen dann die grösseren braunen Glimmerblätter mit sehr geringer Absorption, die ihrerseits nicht zu mikroskopischer Kleinheit hinabsinken. Keine Spur zeigt sich in diesem Gestein von irgend einem Feldspath, oder von Hornblende, Olivin, Melilith, Nosean oder Haüyn; nur etwas Magnetit und eine relativ grosse Anzahl von Apatiten ist noch zugegen, möglicherweise auch, aber jedenfalls sehr spärlich, Nephelin. Der übergrosse Reichthum an Leucit, sowie das Zurücktreten des Pyroxens, bedingen die auffallend helle Farbe dieses Vorkommnisses, welches auch wegen der grossen Glimmerstreifen und wegen der Abwesenheit

weiterer sonst so häufig sich einstellender Gemengtheile sich mit keinem der bekannten vergleichen lässt. — Eine Bauschanalyse von Pawel ergab die durch ihren sehr hohen Kaligehalt charakteristische Zusammensetzung: SiO_2 56,30, Al_2O_3 12,63, Fe_2O_3 6,92, CaO 5,63, MgO 5,08, K_2O 11,50, Na_2O 2,21 (F. Z., Sitzgsber. sächs. Ges. Wiss. 1877. 238).

Clements, L. aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen, Jahrb. geol. Reichsanst. XL. 1890. 331.

Leucitit-Laven vom Albaner Gebirge (Capo di Bove u. s. w.): vom Rath, Z. geol. Ges. XVIII. 1866. 524. — F. Zirkel, ebendas. XX. 1868. 118. — Strüver, Mem. dell' Accad. dei Lincei (3) I. 1877.

Bucca, Leucitit von der Rocca Monfina, Boll. com. geol. d'Ital. 1886. 245.

Sog. Haüynophyr von Melfi (Leucitit): F. Zirkel, N. Jahrb. f. Min. 1870. 818. — P. Mann, ebendas. 1884. II. 200. — Deecke, ebendas. Beilageb. VII. 1891. 590. — G. vom Rath, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1881. 207. — Palmieri u. Scacchi, Z. geol. Ges. V. 1853. 21. — Abich, Jahrb. f. Min. 1839. 337. — Rammelsberg, Z. geol. Ges. XII. 1860. 273.

Doelter, haüynreicher L. von den Capverden, Zur Kenntn. d. vulk. Gest. u. Mineral. d. Capverd'schen Inseln. Graz 1882. 18.

Lacroix, L. der Gegend von Trapezunt, Comptes rendus CX. 1890. 302.

Hussak, L. von Poços de Caldas, Brasilien, N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 156.

Melilithbasalt.

Nachdem früher die Betheiligung des Meliliths an der Zusammensetzung kryptomerer vulkanischer Gesteine lediglich aus chemischen Analysen gefolgert worden war, wurde das Mineral 1868 zuerst in der Grundmasse des Gesteins vom Capo di Bove und der Lava vom Herchenberg u. d. M. direct nachgewiesen (F. Z., Z. geol. Ges. XX. 118). Bald darauf fand sich auch der Melilith in anderen basaltischen Laven der Eifel, sowie in Basalten des Erzgebirges und des Habichtswaldes (F. Z., Basaltgest. 77; N. Jahrb. f. Min. 1872. 5). Stelzner war es sodann, welcher nachwies, dass in gewissen basaltischen Gesteinen ein seither als Nephelin aufgefasstes Mineral kein solcher, sondern vielmehr Melilith ist, und da dasselbe in hervorragender Menge vorhanden auftritt, so musste es als vollständig berechtigt gelten, wenn der Melilithbasalt als ein besonderes Gestein aufgeführt wurde, welches sich dem Feldspathbasalt, Nephelinbasalt und Leucitbasalt als aequivalent hinzugesellt. Ferner hat Stelzner auch sowohl die mikroskopische Diagnostik des Meliliths, als die Kenntniss von der Verbreitung der Melilithbasalte und der melilithführenden Nephelinbasalte erheblich gefördert (N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 229; Beilageb. II. 1883. 370).

Die leitenden Gemengtheile des Melilithbasalts (Mb.) sind Melilith und sodann wie in allen Basalten Augit (s. unten) und Olivin. Makroskopisch gewähren sie den üblichen Anblick der Basalte überhaupt, häufig mit ausgeschiedenem Olivin, bisweilen auch mit Augit, kaum je mit Melilith. Der gesammte Olivin und ein Theil des Augits zeigt makroporphyrische, ein Theil des Meliliths

mikroporphyrische Entwickelung, während die Hauptmasse des Augits und des Meliliths eine mikrokrystalline Grundmasse bildet. An der Zusammensetzung der letzteren betheiligen sich wohl ausserdem noch in untergeordneter, aber z. Th. recht charakteristischer Weise Nephelin, Glimmer, Magnetit, Perowskit (früher meist irrthümlich für Granat gehalten), Chromit (?), spärlich Apatit und zuweilen Haüyn.

Der Melilith (vgl. I. 257) erscheint namentlich als dünntetragonale Täfelchen, die in den Schnitten am häufigsten Leisten bilden, wasserhell oder sehr blass gelblich, z. Th. mit einem Stich ins Graue oder Grünliche, polarisirend mit lichterem oder dunklerem Blau; senkrecht auf den Längskanten steht auch im frischen Zustand eine feine faserartige Streifung, in gewissen Vorkommnissen ist die sog. Pflockstructur deutlich zu erkennen. Als Einschlüsse finden sich Augitmikrolithen, Magnetit, Perowskit, soweit bekannt fehlen solche von Flüssigkeit. Der Melilith besitzt auch hier starke Neigung, sich in faserige Gebilde umzuwandeln, welche meist senkrecht auf die längsten Rechtecksseiten gestellt sind und mit verschiedener Länge fransenartig in das Innere hineinragen, wahrscheinlich zusammenhängend mit der primären Querfaserung; auch kommt dabei eine secundäre Längsnaht zur Entwickelnng. So veränderter Melilith erscheint im durchfallenden Licht trüb, grau oder grünlich-gelblich, im auffallenden kreideweiss und ockergelb. Die secundären Faseraggregate sind auch wohl ganz regellos verworren oder feinfilzig. — Die grösseren porphyrischen Augite, gewöhnlich gut automorph, sind oft zonar oder zeigen einen Gegensatz von Kern und Hülle, wobei Stelzuer zwischen beiden eine bis 14° gehende Differenz der optischen Orientirung mass; sie enthalten Einschlüsse von Glas, Flüssigkeit, auch solche von Haüyn wurden beobachtet. Augite in hierher gehörigen Gesteinen von Alnö, vom Hochbohl und aus Canada besitzen zufolge F. D. Adams so starke Dispersion, dass die Schnitte zwischen gekreuzten Nicols in keiner Stellung dunkel werden. In dem Augit des Gesteins vom Hohenhöwen wurden 3,12 % TiO_2 und gar 4,10 % Cr_2O_3 gefunden. Übrigens ist in manchen Vorkommnissen, namentlich biotitreichen, der Augitgehalt verhältnissmässig spärlich. — Der oft vorhandene Nephelin bildet entweder selbständig begrenzte Individuen, oder erscheint, wie in Nephelinbasalten, als sog. Fülle. — Olivin, als ringsum ausgebildete Krystalle und als scharfeckige Krystallfragmente, ist langsamer zersetzbar als der Melilith; er hüllt u. a. auch Flüssigkeit ein, welche wohl liquide Kohlensäure ist. Zwillingsbildungen nach $\breve{P}\infty$ scheinen hier relativ häufig vorzukommen, die ersten dieser Art beobachtete Kalkowsky im Mb. von Randen im Hegau. Der Perowskit, als grössere Individnen auch anomal doppeltbrechend, formt scharfe Oktaëderchen, rundliche Körner, sowie ganz unregelmässig ästige und hakige Gestalten; er und der Magnetit schaaren sich wohl an der Peripherie grösserer Olivine als rosenkranzähnliche Umsäumung zusammen. Der Biotit bildet in einigen Varietäten besonders grosse, schlechtumrandete Ausscheidungen, welche vielfach Verbiegungen zeigen; ein Farbengegensatz zwischen dem Inneren und dem Rande ist nicht selten; er schliesst bisweilen Melilith, Magnetit, Perowskit ein; in der

Regel aber ist der Biotit auf die Grundmasse beschränkt. In einem Vorkommniss der Insel Alnö sowie in einem canadischen ist der Glimmer Anomit. Spärlichen Melanit fand Schröder in einem Mb. der Sect. Zwota in Sachsen. Glasbasis scheint in diesen Mb.en nur sehr spärlich und selten vorhanden.

Sehr bemerkenswerth ist, dass nachdem Stelzner das Gestein vom Devin bei Wartenberg in Böhmen als einen augitfreien »Melilithbasalt« erkannte, Törnebohm bei Frederikshaab in Grönland ein ebenfalls augitfreies Vorkommniss fand. Beide sind hier angereiht, obschon sie auf Grund des Augitmangels strenggenommen nicht zu den Melilith-»Basalten« gehören.

I. Mb. vom Hochbohl in der schwäbischen Alb. a) Bauschanalyse; b) der in HCl lösliche Antheil (92,81%) auf 100 berechnet; c) der in HCl unlösliche Antheil (7,19%), ebenfalls auf 100 berechnet (J. Meyer bei Stelzner, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1882. 398).

II. Löslicher Antheil (87,72%) des später als Mb. erkannten Gesteins vom Sternberg bei Urach, erhalten durch 24stündige Behandlung des Gesteinspulvers mit mässig starker kalter HCl; (C. G. Gmelin in v. Leonhard, Basaltgebilde 1832. I. 268.

III. Mb. vom Wartenberg im Hegau; Glühverlust besonders bestimmt zu 2,47%. Grubenmann.

IV. Mb. vom Stoffeler Hof bei Weiterdingen im Hegau, sehr frisch; Glühverl. 1,72%; Grubenmann.

V. Augitfreier Mb. vom Devin bei Wartenberg, Böhmen, sehr zersetzt, Bauschanalyse nach Bořicky; löslich in HCl waren 93,08%, u. a. mit einem Gehalt an SiO_2 von 29,29, an MgO von 17,80, an CaO von 16,27, auch an CO_2 von 6,9 und H_2O von 3,55%.

VI. Mb. von Ste. Anne de Bellevue bei Montreal, Canada; Le Rossignol bei Adams (Am. journ. sc. XLIII. 1892. 271).

	Ia.	Ib.	Ic.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure . . .	33,89	35,27	16,13	36,94	36,53	35,56	27,52	35,91
Titansäure . . .	0,64	—	8,90	—	8,38	8,03	2,67	0,23
Thonerde. . . .	9,93	9,23	18,92	10,58	9,91	11,25	9,48	11,51
Eisenoxyd . . .	15,63	14,83	26,01	13,34	3,84	6,62	13,37	2,35
Eisenoxydul . .	—	—	—	—	6,01	6,67	—	5,38
Manganoxyd . .	Spur	Spur	—	0,30	—	—	—	—
Kalk	15,19	15,02	17,39	14,18	10,31	8,99	16,75	13,57
Magnesia	16,14	16,41	12,65	11,04	18,10	14,68	16,64	17,54
Kali	—	—	—	2,46	1,60	1,75	—	2,87
Natron	2,86	3,08	—	3,30	3,06	3,86	2,38	1,75
Phosphorsäure .	1,41	1,52	—	—	Spur	Spur	1,19	nicht best.
Kohlensäure . .	1,41	1,52	—	—	Spur	Spur	6,38	1,41
Wasser	2,90	3,12	—	3,59	—	—	3,27	2,90
	100,00	100,00	100,00	95,73	97,74	97,41	99,63	100,51

I enthält noch Spuren von S und Cr_2O_3, III: 2,90 Cr_2O_3, IV: 2,66 Cr_2O_3, V: 0,10 S nnd 0,27 Cr_2O_3. — Das spec. Gew. von I. ist im Mittel 3,04 (Stelzner), das des Gesteins vom Sternberg bei Urach (II.) 2,892—2,969 (Schübler), das von III. 2,987, von IV. 3,046, von VI. 2,96—3,02.

In chemischer Hinsicht zeichnen sich die Melilithbasalte durch eine ganz

ungewöhnlich hohe Basicität aus, indem Melilith neben Olivin und Haüyn zu den kieselsäureärmsten Silicatgemengtheilen der Gesteine gehört. Sodann ist für sie charakteristisch, dass sie zum weitaus grössten Theil (mit über 90 %) in HCl unter Abscheidung von Kieselgallerte löslich sind, da bei normalem Bestande alle Gemengtheile mit Ausnahme des Augits und Perowskits gelatiniren oder gelöst werden. In dem löslichen Theil muss wegen der Gegenwart des Meliliths CaO erheblich über Na_2O überwiegen, während K_2O überhaupt fehlt oder nur ganz untergeordnet ist. — Nach einem Berechnungsversuch von Roth würde I in seinem löslichen Theil ca. 37 % Melilith, 26 Olivin, 8,4 Nephelin, ausserdem Apatit und Kalkcarbonat enthalten. In dem unlöslichen Theil Ic fällt die grosse Menge von Al_2O_3 auf; TiO_2 ist hierin natürlich grösstentheils auf Perowskit zu beziehen. In den beiden hegauer Gesteinen Nr. III und namentlich dem sehr frischen IV ist der Gehalt an CaO auffallend niedrig, weil Grubenmann dieselben als melilithreich schildert und ein Abgang von $CaCO_3$ nicht wahrscheinlich ist; auch zeichnen sie sich durch die grosse Menge von TiO_2 (in 6 Analysen durchschnittlich 7 %), sowie den constanten Gehalt an Cr_2O_3 (ca. 3 %) aus.

Die Melilithbasalte treten nach den bisherigen Erfahrungen nur in wenig umfangreichen, vorwiegend gangförmigen Massen auf; da sie innerhalb der verschiedenartigsten Nebengesteine (Granit, Kalkstein, thonigem Schiefergestein, Sandstein) vorkommen, so kann ihre Basicität und ihr hoher Kalkgehalt nicht etwa von dem durchbrochenen Nebengestein abgeleitet, sondern muss als etwas Ursprüngliches angesehen werden.

Rosenbusch hebt hervor, dass unter den Melilithgesteinen neben solchen, »welche Glieder einer jüngeren Basaltformation bilden«, auch solche vorkommen, »welche Glieder einer Gangformation bilden, die allenthalben, wo wir sie kennen, in naher Beziehung zu Elaeolithsyeniten stehen«, und er will nur die ersteren Melilithbasalte, die letzteren Alnöite nennen, wobei seine Anschauungen über die Ganggesteine als solche zur Geltung kommen. Es ist eine sehr richtige Beobachtung, dass gewisse der im Folgenden aufgeführten Vorkommnisse (Alnö, Montreal) mit Elaeolithsyeniten in örtlicher Verbindung stehen, während allerdings für die meisten und ausgezeichnetsten Elaeolithsyenit-Gebiete umgekehrt bisher keine melilithführenden Gänge bekannt sind. Ob es sich empfiehlt, auf Grund jenes geologischen Verknüpftseins mit einem anderen — chemisch und mineralogisch ganz abweichend beschaffenen — Gestein einen besonderen coordinirten Namen einzuführen, erscheint zweifelhaft. Die Thatsache, dass das Gestein überhaupt in Gängen auftritt, kann nach den hier festgehaltenen Grundsätzen eine anderweitige Benennung nicht begründen. Die schwäbischen Melilithbasalte zeigen übrigens ihrerseits neben der Gangform ebenfalls oberflächliche Ablagerungsformen, würden also gleichzeitig zu den Gang- und den Ergussgesteinen gehören. Ferner ist zu berücksichtigen, dass auch die nicht speciell zu den Alnöiten gerechneten Melilithgesteine z. B. Hegau, Erzgebirge, Böhmen sich local in der Nachbarschaft von tertiären Nephelingesteinen finden. — Eine völlige Berechtigung würde der Name Alnöit gewinnen, sofern es erweisbar sein

sollte, dass es sich, worauf Rosenbusch nicht direct hindeutet, bei diesen Vorkommnissen um vortertiäre Gesteine handelt.

Das wichtigste Eruptionsgebiet des Melilithbasalts ist dasjenige der *Schwäbischen Alb*, indem aus diesem Bereich ausser den zahlreich vorhandenen kleinen Gängen und Stöcken von typischem Mb. zur Zeit nur ein einziges aus anderem Material, nämlich aus melilithfreiem Nephelinbasalt bestehendes Durchbruchsgestein bekannt geworden ist. Hier stellt der Mb. vom Jusi- oder Kohlberge zwischen Metzingen und Neuffen einen homogenen Vulkan dar, die Mb.e vom Hochbohl n.ö. von Owen, von der Bölle s.s.w. von Owen, vom Neuhauser Weinberg bei Metzingen und vom Buckleter bei Urach bilden kurze Gänge von höchstens 6 m Mächtigkeit in Tuffgesteinen, welche ihrerseits inmitten der Region des weissen Jura auftreten, während sich die Mb.e vom Sternberg bei Gomadingen und vom Dietenbühl a. d. Hürbenhalde bei Gruorn nur als sehr kleine Massen oder gar nur als lose Blöcke auf dem Boden kraterartiger Einsenkungen in körnig gewordenem weissem Jura ε finden. Wohl am frischesten ist der vom Hochbohl, dunkelgrünschwarz mit reichlichen Olivinkörnern. U. d. M. treten Olivine, grüne Augite und bis 1,2 mm lange, 0,4 mm breite Melilithleisten aus einer Grundmasse hervor, welche hauptsächlich aus nahezu wasserhellen leistenförmigen Längsschnitten von Melilithtäfelchen (nur hier und da mit basischen Spaltrissen und nur äusserst selten mit beginnender Querfaserung), aus blassgrünen Augitmikrolithen, ganz vereinzelten braunen Biotiten, reichlichem Magnetit und Perowskit, seltenen Apatiten, wahrscheinlich auch etwas Nephelinfülle besteht; möglicherweise noch Chromit, fraglich jedenfalls äusserst seltener Zirkon. Secundär Kalkspath, Aragonit, Zeolithe. Andere Mb.e sind nicht so frisch, der Melilith ist trüb, graulich und faserig geworden. Zu den genannten gesellt sich noch der vom Sassberg bei Dettingen unter Urach; der erwähnte von Neuhausen führt auch automorphen Nephelin (ältere Angaben über die Basalte der Rauhen Alb von Möhl, welcher den Melilith für Nephelin hielt, s. Württemb. naturw. Jahreshefte XX. 1874. 228).

Die Basalte des *Hegaus* betrachtete man eine Zeit lang (mit Ausnahme des von Stelzner bereits als Mb. erkannten Vorkommens vom Wartenberg) als melilithführende Nephelinbasalte, bis Grubenmann zeigte, dass doch der Melilith in ihnen entschieden vorherrscht, und auch die nicht selbständig contourirte »Fülle« viel mehr dem Melilith als dem Nephelin angehört. Diese Mb.e zeigen sämmtlich Olivine, einen Theil der Augite makroporphyrisch; ein anderer Theil der Augite, sowie der Melilith erscheint mikroporphyrisch, während diese beiden Mineralien auch das krystallinische Grundgewebe bilden; ausserdem Magnetit, sehr wechselnde Mengen von Perowskit, durchaus untergeordnet Nephelin und brauner Glimmer, Chromit oder Picotit, sehr spärlich Apatit und nur in einem Vorkommniss Haüyn. Hierher gehören u. a. die Vorkommnisse: Mb. vom Wartenberg bei Geisingen, s.ö. von Donaueschingen; er durchbricht dunkle thonige Schiefer des braunen Jura α und ε mit kleinen isolirten Klippen, die von Tuffen begleitet werden; er ist reich an Augit, aber fast frei von Perowskit; Nephelin fehlt oder höchstens ganz untergeordnet (Stelzner a.a.O.); Mb. vom Randen und von den Steinröhren s. von Riedöschingen, aus oberer Süsswassermolasse hervortretend; Mb. von Haslach, n. von Waterdingen; vom Höwenegg, s. von Immendingen, vom Neuhöwen, n.w. von Engen; Mb. vom Hohenhöwen, s.w. von Engen (in welchem Schill 1857 grauen und nelkenbraunen Nephelin makroskopisch auffand); Mb. vom Hohenstoffeln w. von Weiterdingen. Vgl. Grubenmann, Die Basalte des Hegaus. Inaug.-Dissertat. von Zürich, Frauenfeld 1886; aus der älteren Literatur, welche den Melilith nicht erkannte: Möhl, N. Jahrb. f. Min. 1873. 845; O. Lang, Württemb. naturw. Jahreshefte XXXI. 1875. 352; Schill, N. Jahrb. f. Min. 1857. 28; K. v. Fritsch, ebendas. 1865. 654.

Westberg bei Hofgeismar, nephelinführender Mb.; Melilithleisten 0,15—0,2 mm lang mit randlich etwas ausgezackten Contouren; Rinne, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1892. 65.

Neben den vielen melilithhaltigen Nephelinbasalten des sächsischen Erzgebirges findet sich auf Section Zwota bei Ursprung und im Landesgemeinde-Thal auch ein mehr zum Mb. gehöriges Vorkommen. In einer überaus feinkrystallinen Grundmasse von Nephelin mit Augit, Olivin, Magnetit, Apatit und spärlichem Melanit treten als mikroporphyrische Ausscheidungen Melilithe in so beträchtlicher Grösse und Häufigkeit hervor, dass sie mitunter über ein Drittel der ganzen Gesteinsmasse ausmachen (Schröder, Sect. Zwota 1884).

Aus den n.ö. Ausläufern des böhmischen Mittelgebirges lehrte Stelzner als typische Mb.e kennen: Gänge im Granit des pomologischen Gartens in Görlitz, Granitgemengtheile in sich einschliessend (I.713); tiefgrünschwarz mit ausgeschiedenen grossen Olivinen, auch wohl Augiten; u. d. M. heben sich grössere Melilithtäfelchen (sowohl als leistenförmige Verticalschnitte wie als basische Querschnitte) und braun durchscheinende Oktaëder (Chromit?) aus einem feineren Gemenge von Melilith- und Augitmikrolithen sowie Magnetit, ferner etwas Biotit, Perowskit und vielleicht Apatit hervor; stellenweise wohl auch Hornblende und Haüyn, vermuthlich noch Nephelinfülle. Die Vorkommnisse sind vielfach nicht mehr ganz frisch. — Gänge im Brunnen des Forsthauses Zeughaus im Thal des grossen Zschand (sächs. Schweiz), gleichfalls zersetzt, scheinbar dicht mit sehr kleinen makroskopischen Glimmerschüppchen, in Schliffen relativ grobkrystallinisch (aber deshalb wohl noch nicht Melilithdolerit zu nennen).

Sehr merkwürdig sind die unweit Wartenberg in Böhmen im Quadersandstein vorkommenden Gesteine vom Devin, Hammerer Spitzberg und Crassaer Berg, welche wahrscheinlich einem einzigen, mehrere km langen, der Teufelsmauer (Nephelinbasalt) parallel streichenden Gange angehören. Bořicky hatte dieselben als »Nephelinpikrite« beschrieben (Sitzgsber. böhm. Ges. d. Wissensch. 13. Oct. 1876), und darin den von Stelzner erst später (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1882. 411) nachgewiesenen Melilith nicht erkannt. Dagegen wurde von ihm hier zum ersten Mal der Perowskit als mikroskopischer Gemengtheil eines Gesteins constatirt. Makroskopisch treten in graublauer fast dichter Grundmasse nur zahlreiche Olivine hervor. U. d. M. walten oft zu Schwärmen zusammengedrängte Melilithleisten und eine farblose Substanz (als grössere Individuen und Füllmasse), aller Wahrscheinlichkeit nach grösstentheils Nephelin, in wechselnden Mengen neben den Olivinen vor; ausserdem Magnetit, sehr viel Perowskit-Oktaëderchen (beide umsäumen gern die Olivine), Chromit und in variabler Quantität Biotit. Auffallender Weise fehlt, wie schon Bořicky hervorhob, Augit ganz, weshalb das Gestein unter Stelzner's »Melilithbasalten« immerhin eine sonderbare Stellung hat. Secundär Zeolithe, Calcit, Viridit, Ferrit; vgl. noch Wurm, Sitzgsber. d. k. böhm. Ges. d. W. 15. Juni 1885. Auch vom Spitzberg bei Böhmisch-Leipa und von Klein-Haida beschreibt Wurm zwei Vorkommnisse, welche nur aus Melilith, Olivin, Perowskit, Magnetit und etwas Apatit bestehen (ebendas. 1890. I. 35).

Einen ausgezeichneten schwedischen Mb. lehrte Törnebohm von der kleinen Insel Alnö in Westernorrland, am bottnischen Meerbusen (s. von Hernösand) kennen, wo am Stornäset und bei Kåtan das graulichschwarze Gestein in dem Elaeolithsyenit 30 und 18 F. mächtige Gänge bildet, die am Salband feinkörniger als in der Mitte sind. Makroskopisch treten hervor Olivin (auf die Ausscheidungen beschränkt), Augit und Magnetit, namentlich reichliche bis 4 cm grosse, den Salbändern annähernd parallel gelagerte Glimmertafeln. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Melilithtafeln und Glimmer, sodann aus Magnetit (mit Apatiteinschlüssen), Perowskit, Augit, Calcit und Zeolithen; letztere beide fasst Törnebohm nicht als eigentlich secundäre,

sondern als primäre Umwandlungsproducte auf, gebildet nach den übrigen Gemengtheilen, aber vor der Consolidirung des Gesteins; in die Calcitflecken ragen automorphe Melilithe, Glimmer und Augite mit ihrer krystallographischen Begrenzung hinein. Der Reichthum an Calcit sei auch ganz unabhängig von dem Erhaltungszustand des Meliliths. Der Melilith schliesst Perowskit und Apatit ein; bei seiner Veränderung sollen bräunlichgelbe körnelige Partieen von Granat entstehen. Augit tritt fast nur als Ausscheidung auf. Der Glimmer des Vorkommens von Kåtan gehört nach der Untersuchung von Eichstädt optisch zum Anomit mit einem Axenwinkel von 8°—10° (Stockh. Geol. Fören. Förhandl. VII. 194); unregelmässig begrenzte Tafeln desselben werden von Melilith durchdrungen. Auch auf dem gegenüberliegenden Festland erscheint das Gestein in schmaleren Gängen (Törnebohm, ebendas. VI. 1882—3. 240). — Einen ferneren augitfreien Melilithbasalt in Blöcken beschrieb Törnebohm von Frederikshaab in Grönland; er besteht aus einer Grundmasse von vorherrschendem Olivin, Glimmer, leistenförmigem Melilith mit unregelmässig ausgebuchteten Umrissen, Perowskit, Magnetit und Calcit; ausgeschieden ist Olivin (Stockh. Geol. För. Förh. VI. 1882—3. 705).

Möglicherweise gehört noch hierher ein von L. Brugnatelli angeführtes allerdings stark verändertes Gestein der Gegend von Rieti in Umbrien, welches bei dem Dorfe Coppaeli di Sotto einen kleinen Hügel bildet; es zeigt kleine Augite in graugrüner Grundmasse, in Hohlräumen Mesotyp; u. d. M. ausserdem reichlich Melilith, sodann Perowskit und etwas Glasbasis; die Analyse ergab: 43,36 SiO_2, 9,37 Al_2O_3, 8,88 Fe_2O_3, 10,42 MgO, 15,38 CaO, 1,49 Na_2O, 3,21 K_2O, 6,66 H_2O; in HCl sind 78 % zersetzbar; spec. Gew. 2,65 (Boll. com. geol. d'Italia XIV. 1883. 318; Atti r. accad. Torino, 10. Febr 1884).

Der Potsdam-Sandstein im Bett des Ottawa bei Ste. Anne de Bellevue bei Montreal in Canada wird von einem 3 F. mächtigen Gang von Mb. durchsetzt. Das Gestein zeigt in graulichschwarzer feinkörniger Grundmasse (Hauptmasse) grössere Glimmer (als Anomit befunden, wie in Alnö), Olivine (theilweise umgewandelt in Serpentin, theilweise in eisenhaltigen Breunerit) und Pyroxene, gewöhnlich 2,5 cm gross, doch auch 4 und 5 cm. Die Hauptmasse besteht aus kleineren Glimmern, Olivinen und Pyroxenen, zwischen denen noch ein feineres Aggregat von Melilith und Pyroxennädelchen liegt; ausserdem Magnetit, Magnetkies, Apatit, Perowskit, vermuthlich auch etwas Nephelin; Feldspath fehlt (F. D. Adams, Amer. journ. sc. XLIII. 1892. 271).

Vom Fuss des thätigen Vulkans Dönjo Ngai im Massai-Land beschrieb Mügge Mb.; er zeigt grosse Blätter von Biotit (hier Meroxen mit kleinem Axenwinkel, stark verbogen und gequetscht), Olivin und schlecht ausgebildete Augite (mit grünem Kern und grauvioletter oder gelblicher Schale), ausgeschieden in einer Grundmasse, welche besteht aus Biotitleisten, langen Stengeln von Melilith, beide an den Enden ausgefasert, ferner aus Augitkörnchen, viel Magnetit, doppeltbrechendem und zwillingsgestreiftem Perowskit, nebst farbloser bis gelblicher Basis. Stellenweise erscheint Nephelin unter Zurücktreten des Meliliths und Verschwinden des Olivins (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 603).

VII. Gesteine ohne eigentlichen Feldspath oder feldspathähnlichen Gemengtheil.

Magmabasalt.

(Limburgit.)

In der Schrift »Über die mikroskop. Structur u. Zusammens. d. Basaltgest. 1870« machte F. Z. auf das Dasein einiger äusserlich normal und nicht glasig aussehender »Basalte« aufmerksam, welche neben den für die letzteren constanten Gemengtheilen Augit, Olivin und Magnetit keinerlei feldspathiges Mineral, weder Plagioklas, noch Nephelin noch Leucit enthalten; doch sah er sich noch nicht veranlasst, aus ihnen eine besonders zu benennende Gruppe zu gestalten. Bald darauf wurde 1872 fast gleichzeitig von Rosenbusch und von Bořicky das Bedürfniss gefühlt, derlei Vorkommnisse unter einem eigenen Namen abzutrennen.

Bei der Untersuchung des eigenthümlichen Gesteins von der Limburg im Kaiserstuhl (N. Jahrb. f. Min. 1872. 53) fand Rosenbusch, dass es »bei mandelsteinartiger Structur aus einer amorphen Grundmasse mit eingelagertem Augit, Hyalosiderit und Magnetit besteht« und indem darin ein neuer Gesteinstypus erblickt wurde, schlug er für ihn den Namen Limburgit vor. Später (Mass. Gest. 1877. 542) versteht er unter Limburgit »alle jüngeren feldspathfreien Gesteine, welche in einer irgendwie gearteten Basis Krystalle von Olivin und Augit mit Magnetit als wesentliche Gemengtheile enthalten, zu denen sich in accessorischer Weise hier und da Apatit, auch wohl Hornblende und ein rhombischer Pyroxen gesellen«. Hier ist also auf die Mandelsteinstructur kein Gewicht mehr gelegt. Eine der letzteren ähnliche Definition findet sich Mass. Gest. 1887. 812.

In der Sitzung der böhm. Gesellsch. d. Wissensch. vom 12. Jan. 1872 charakterisirte Bořicky böhmische Basalte, welche bei »mehr weniger vorwaltendem glasigem Magma« gar keinen Feldspath oder feldspathähnlichen Bestandtheil enthalten. In derjenigen vom 29. Nov. 1872 findet man für diese Gruppe den Namen »Magmabasalt« eingeführt, auf Grund der Vorstellung, dass das »Glasmagma« gewissermassen hier die Stelle jenes Gemengtheils vertritt; dabei werden die dunkeln Magmabasalte mit bräunlichem, an Trichiten (und Augitskeletten) reichem Glas und die lichten mit trichitarmem, aber an spiessigen Mikrolithen oder körnig-staubigen Gebilden reichem Glas von graulicher oder gelblichweisser Farbe auseinandergehalten. Makroskopische Olivine oder Augite seien bei den ersteren viel häufiger als bei den letzteren (vgl. auch Petrogr. Studien an d. Basaltgest. Böhmens 1874. 40). Hin und wieder können sich in diesen Gesteinen ganz geringfügige Mengen von Plagioklas oder Nephelin einstellen.

Was nun die Stellung dieser Gruppe betrifft, so muss wohl vor allem die enge Zugehörigkeit derselben zu den übrigen Basalten betont werden, was schon daraus hervorgeht, dass die meisten Vorkommnisse eben früher zu den »Basalten« mit gerechnet wurden oder zu ihnen gerechnet worden wären. Und zwar findet dieselbe sowohl in geologischer, als in mineralogischer und chemischer Hinsicht statt.

Nach Rosenbusch's früherer Ansicht (Mass. Gest. 1877. 541) sei zwar der Name Magmabasalt »recht geeignet, um die Beziehungen der betreffenden Gesteine zu den

Basalten zu charakterisiren«, da aber, wie ihm scheinen wollte, »viel mehr Gewicht darauf zu legen ist, dass wir in ihnen tertiäre Analoga der körnigen Pikrite und der Pikritporphyre haben, als darauf, dass man sich dieselben als feldspathfreie Basalte vorstellen kann«, so hielt er vorläufig »an der beziehungslosen Bezeichnung Limburgit für die jüngeren feldspathfreien Gesteine fest«. In dieser etwas gewundenen Erklärung wurde also die Beziehung zu den Basalten zwar anerkannt, aber diejenige zu den Pikriten erschien so sehr gewichtiger, dass nun bei solchem Wettstreit der Beziehungen lieber gar keine in dem Namen zum Ausdruck kommen soll. Auch später (Mass. Gest. 1887. 813) heisst es noch, dass die Limburgite, oder vielmehr eine kleine Abtheilung derselben, welche man als feldspathfreie eigentliche Basalte auffassen kann, ihre Vorläufer in den palaeovulkanischen Pikritporphyriten und in gewissen Peridotiten besitzen. Indessen ist die ganze Relation zwischen dieser Gesteinsgruppe und den Pikriten theils nur dürftig, theils nur scheinbar. Beiderseits stimmt nichts anderes überein als das Namensverzeichniss der leitenden Gemengtheile; die durchgängigen Quantitätsverhältnisse der letzteren sind auf beiden Seiten schon total andere — wie denn der Olivingehalt der Pikritgesteine eine ganz andere Höhe erreicht, als hier — und damit gehen ganz bedeutende chemische Contraste Hand in Hand: die Pikrite enthalten, worauf ihr Name verweist, durchschnittlich doppelt so viel MgO und ganz erheblich weniger Al_2O_3 als die hier in Rede stehenden Gesteine. Auch structurell sind keine Analogieen zu erblicken. Die Frage hängt übrigens, wie leicht ersichtlich, mit der anderen zusammen, ob man in den Pikriten nur feldspathfreie Varietäten von Olivindiabasen erblicken will.

Dass die engste geologische Zugehörigkeit dieser Gesteine zu den übrigen »Basalten« besteht, wird wohl von Niemand bezweifelt. Böhmen, der Habichtswald, Thüringen liefern dafür Beispiele. Judd und Cole erwähnen aus Schottland bei Feldspathbasaltgängen glasige Salbänder, welche selbst keinen Feldspath enthalten.

Wenn nun Rosenbusch es als zweckmässig erachtet, für die eigentlichen Glasglieder der Basalte, wie Tachylyt, Hyalomelan, welche sogar überhaupt keinen oder etwa nur den einen oder anderen Basaltgemengtheil enthalten, die Zugehörigkeit zum Basalt auch in dem Namen zu betonen (»glasige Basalte, Basaltvitrophyre, Hyalobasalte«), so ist es auffallend, dass er dies da nicht für angemessen hält, wo sogar alle Basaltgemengtheile bis auf den feldspathigen vereint vorliegen. Der Verband mit den Basalten spricht sich auch in dem bisweiligen Eintreten von accessorischem Plagioklas, Nephelin oder Leucit aus.

Wird es somit als unwillkommen empfunden, dass der Name Limburgit gerade absichtlich die Beziehungen zu den Basalten nicht zum Ausdruck bringt, so lassen sich auch gegen den verallgemeinerten Gebrauch des Namens Bedenken geltend machen. Es war ein reiner Zufall, dass Rosenbusch den auf die Mineralcombination begründeten Typus gerade bei dem Studium eines so eigenthümlichen Vorkommnisses, wie es das der Limburg ist, mit einem neuen Namen zu belegen sich veranlasst sah. So weit bis jetzt bekannt, hat dieses Gestein von der Limburg in seiner specifischen äusseren Ausbildung auf Erden nur äusserst selten, eigentlich nur noch einmal, in einem Vorkommniss aus dem australischen Viti-Archipel seines Gleichen (wo aber noch spärliche Plagioklasleistchen vorhanden sind), während alle anderen im Lauf der Zeit nach Maassgabe der von Rosenbusch empfohlenen Nomenclatur ebenfalls als Limburgite bezeichneten Vorkommnisse gerade mit dem charakteristisch äusseren Habitus des Gesteins von der Limburg, der doch auch einigermassen ins Gewicht fällt, kaum etwas oder sehr wenig gemein haben; es fehlen die platten, scharf ausgebildeten, leicht herauslöslichen, glattflächige Löcher zurücklassenden Augite, die zur Varietät Hyalosiderit gehörigen, ebenfalls meist durch

krystallographische Formen scharf umgrenzten, sehr eisenreichen Olivine, das typisch Durchzogensein von Zeolithen, die Mandelbildung. Es ist ferner unbequem, dass der Name Limburgit sich gerade an eine so aussergewöhnlich glasreiche Masse knüpft, während bei der Mehrzahl der hierher gerechneten Gesteine das Glas gar nicht so übermässig vorhanden ist, ja oft nur ganz spurenhaft erscheint.

Angesichts dessen scheint der Name Magmabasalt entschieden den Vorzug zu besitzen, schon wegen der Alliteration mit Feldspathbasalt, Nephelinbasalt u. s. w. Es ist nur gegen ihn einzuwenden, dass das Wort Magma gewöhnlich nicht für das zwischen den krystallinischen Gemengtheilen steckende Glasresiduum gebräuchlich ist, in welchem man sich mehr oder weniger ein Aequivalent des nicht zur Ausscheidung gelangten feldspathigen Bestandtheils vorstellt, sondern dass jenes Wort für den ganzen ehemaligen Gesteinsfluss gilt. Von diesem Gesichtspunkt aus erschiene der Name Basisbasalt als correcter; doch würde er ausser seiner Kakophonie das Missliche besitzen, dass er, gleichwie Magmabasalt, nicht durch sich selbst das, was wesentlich ist, scharf und ohne Verhütung von Missverständniss kund gibt: er würde die Vermuthung nicht ausschliessen, als ob es sich bei ihm etwa um einen an Basis besonders reichen Feldspath- u. s. w. -Basalt handle. Eine solche Verwechslung scheint Lagorio sogar mit dem Namen Magmabasalt widerfahren zu sein, wenn er (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 466) vorschlug, denselben durch den »viel passenderen und auch wohlklingenderen« Vitrobasalt für die »stark glasigen Repräsentanten« der Basalte zu ersetzen. — Ein ähnlicher Einwand lässt sich gegen das hin und wieder benutzte Synonym Glasbasalt erheben, welches z. B. Chelius, um den Namen Limburgit zu vermeiden und weitere Unterabtheilungen besser ausdrücken zu können, benutzen möchte (Notizbl. Ver. f. Erdk. u. grh. geol. L.-Anst. Darmstadt IV. F. 12. H. 1891). Hyland will hierhergehörige Gesteine (Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 220) als »feldspathfreie Basalte« bezeichnen, was insofern auch nicht glücklich ist, als dadurch nicht zum Ausdruck kommt, dass sie gleichfalls frei von Nephelin und Leucit sind. — Unter den obwaltenden Verhältnissen erscheint es immerhin gerathener, sich des übrigens auch vielfach im Gebrauch stehenden Namens Magmabasalt (Mb.) zu bedienen.

Gemäss dem örtlichen Zusammenvorkommen, der chemischen Zusammensetzung und dem Auftreten accessorischer Gemengtheile ist ein Theil der Magmabasalte den Feldspathbasalten, ein anderer Theil den Nephelinbasalten zuzuzählen; vielleicht haben auch Leucitbasalte ihre Mb.e und bei dem Fehlen des feldspathigen Gemengtheils ist es gewiss nicht unmöglich, dass sich unter den Mb.en auch Aequivalente von Basaniten verstecken. Den Melilithbasalten entsprechende Glieder sind bis jetzt nicht aufgefunden worden, wenn auch hin und wieder Melilith als accessorischer Gemengtheil citirt wird.

Das äussere Ansehen ist dem der Basalte ähnlich; die grösseren Ausscheidungen beschränken sich oft auf Olivine, die sonst von Augit begleitet werden. Mehrfach ist der Olivin nur in porphyrischen Individuen vorhanden. Die speciellere Beschaffenheit der krystallinischen Gemengtheile ist bei den Mb.en im Allgemeinen dieselbe wie bei den Basalten; bei den glasreicheren Vorkommnissen pflegen Augite und Olivine mehr oder weniger scharf krystallisirt zu sein. Anhäufungen kleiner Olivine (untermengt mit Magnetit und Glas) besitzen in Vorkommnissen aus dem Habichtswald bisweilen eine überraschende fast krystallographische Regelmässigkeit der äusseren Begrenzung (Rinne). Die grösseren Augite zeigen manchmal eine etwas andere Farbe als die sehr kleinen, erstere

z. B. grünlich, letztere hellbräunlich oder graulich. Braune Hornblende stellt sich hin und wieder in vereinzelten grösseren Individuen ein; an Hornblende so reiche »Limburgite« wie sie van Werveke aus Südportugal (auch haüynführend) und von Palma beschreibt, fallen ganz ausserhalb des gewöhnlichen Rahmens. Biotit und Titaneisen spielen hier und da eine Rolle; in Vorkommnissen der Sect. Glashütte-Dippoldiswalde erkannte Schalch einen spärlichen Gehalt an Perowskit. — Jene oben hervorgehobenen Beziehungen lassen es als selbstverständlich erscheinen, dass hin und wieder Plagioklase, Nepheline, Leucite äusserst spärlich und ganz accessorisch, aber nicht wenig bedeutungsvoll eintreten können. — Blasige Ausbildung, auch wohl Mandelsteinstructur kommen vor. Secundär erscheinen Carbonate, Chalcedon, Hyalit, Zeolithe.

Das Quantitätsverhältniss und die Ausbildung der Basis ist sehr wechselnd; nur in sehr seltenen Fällen waltet sie vor, und dann haben die Gesteine wohl ein etwas fettiges Ansehen; gewöhnlich beträgt sie viel weniger als die Summe der Ausscheidungen, oft ist sie nur sehr spärlich oder in eben noch auffindbarer Menge zwischengeklemmt; bald ist sie reines Glas, bald ein Glas mit Globuliten, oder mit Trichiten und Krystalliten; mikrofelsitische Entwickelung scheint höchst selten. Immerhin wird man ein äusserlich entschieden obsidianähnliches Basaltglied, auch wenn unter seinen mikroskopischen Ausscheidungen feldspathige Silicate fehlen sollten, besser zu den basaltischen Obsidianen als hierher stellen. — Zufolge Bücking lassen sich bei den Magmabasalten (Limburgiten) der Rhön und des Vogelsbergs nach dem Verhalten der Basis gegen HCl zwei Varietäten wohl von einander trennen: solche Gesteine, deren Basis von derselben kaum angegriffen wird, sich also in dieser Beziehung ähnlich wie Hyalomelan verhält (Erster Typus), und solche, deren Basis mit HCl leicht gelatinirt unter Abscheidung reichlicher Chlornatriumwürfel, also ein dem Tachylyt analoges Verhalten zeigt (Zweiter Typus). Erstere, welche vorwiegend eine braune Basis besitzen, scheinen zu den Feldspathbasalten, letztere, denen meist eine helle Basis eigen ist, zu den Nephelinbasalten und vielleicht auch zu den Nephelinbasaniten in näherer Beziehung zu stehen. Einige Mb.e zeichnen sich dadurch aus, dass sie zwei verschieden constituirte Gläser neben einander enthalten, von denen das eine mit HCl unter Bildung von Kochsalzkrystallen gelatinirt, das andere aber bei gleicher Behandlung anscheinend keine Veränderung erfährt, höchstens durch Entziehung von Eisen eine geringe Entfärbung erleidet (vgl. S. 84). Im Allgemeinen ist, wenigstens was die dunkle Basis betrifft, der Gehalt an kleineren Augiten um so geringer, in je grösserer Menge jene Basis vorliegt. Namentlich bei dunklerer Basis sitzen um Magnetit, Titaneisen, Augit sehr deutlich abstechende helle Krystallisationshöfe, welche zeigen, dass die Ausscheidung oder wenigstens die Vergrösserung dieser Mineralien andauerte bis zum letzten Augenblick der Gesteinserstarrung. — Glaspartieen in den Magmabasalten können aber auch einen anderen Charakter als den eines Krystallisationsrückstandes besitzen, indem sie von eingeschmolzenen fremden Gesteinsbruchstücken herrühren. Chelius beschreibt in hierher gehörigen Gesteinen aus dem rechts-

rheinischen Hessen Mandeln und Nester von grünem, gelblichem und farblosem Glas von solcher Entstehung, in dessen Nachbarschaft sich viele kleine Hornblendenadeln finden. — Im Mb. von Burghasungen fand Rinne eine perlitische Absonderung angedeutet, in dem vom Gr. Schreckenberg eine solche deutlich entwickelt.

I. Von der Limburg im Kaiserstuhl (Limburgit); Carbonate vorher durch Essigsäure weggeschafft; Rosenbusch, N. Jahrb. f. Min. 1872. 54; spec. Gew. 2,831.
II. Von Reichenweier im Oberelsass; Linck 1888.
III. Vom Pschanhügel bei Laun, Böhmen (lichter Mb.); Pulver braust schwach mit Säuren und enthält noch 0,782 CO_2; Bořicky, Basaltgesteine 1874. 190.
IV. Vom Hahn bei Holzhausen im Habichtswald; Held bei Rinne, Sitzgsber. Berl. Akad. 1889. 1026; spec. Gew. 2,968.
V. Ö. von Tarrafal, auf São Thiago, Capverden; mit brauner Glasbasis. Doelter, Capverden 1882. 68.
VI. Orgãosthal auf S. Thiago mit wasserheller Glasbasis. Kertscher bei Doelter: ebendas. 71.
VII. Palma: reich an Hornblende; Olivin spärlich; van Werveke, N. Jahrb. f. Min. 1879. 485; spec. Gew. 2,89.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure . . .	42,78	42,30	41,69	42,06	42,69	40,28	40,22
Titansäure . . .	0,28	1,51	—	1,93	—	—	—
Thonerde . . .	8,66	12,74	23,19	12,18	14,14	18,18	14,41
Eisenoxyd . . .	—	} 10,60	13,42	2,67	15,86	17,07	17,42
Eisenoxydul . .	17,96		—	7,89	—	—	2,36
Manganoxydul .	0,95	—	—	—	—	—	—
Kalk	12,29	13,01	8,61	11,29	11,59	13,53	11,53
Magnesia	10,06	12,74	4,51	11,47	9,06	5,32	7,29
Kali	0,62	0,94	0,45	1,07	1,75	1,43	1,90
Natron	2,31	2,65	3,22	5,10	3,12	4,38	3,94
Wasser	3,96	2,54	2,92	3,08	1,71	1,20	1,10
Phosphorsäure .	—	—	0,56	0,34	—	—	—
	99,87	99,03	98,58	99,08	99,92	101,39	100,17

IV enthält noch 0,88 fremde Erden, 0,09 S. — Der Gehalt an SiO_2 dieser Magmabasalte schwankt in bemerkenswerth engen Grenzen und bleibt etwas unterhalb dem durchschnittlichen für die Feldspathbasalte. Die Menge von Al_2O_3 scheint dagegen ausserordentlich zu variiren, die in I fällt durch ihre Spärlichkeit, die in III durch ihre Höhe auf. Lagorio erhielt übrigens im Gestein von der Limburg (nach seiner Analyse mit 40,48 SiO_2) auch nur 8,93 Al_2O_3. Die wechselnden Mengen von CaO und von MgO stimmen im Ganzen mit denen bei den Feldspathbasalten; namentlich bleibt die Magnesia immer tief unter der der Pikrite; sehr hoch ist der MgO-Gehalt (15,21) in dem wieder 42,32 % SiO_2 haltenden Vorkommen von der Schaumburg (Gegend von Cassel, analysirt von Fromm). Summe und Verhältniss der Alkalien stimmt mit den Basalten und man sieht, dass das Magma die Fähigkeit in sich besass, Plagioklas oder Nephelin (wie gewiss in IV) oder beides zu bilden.

Westdeutschland. An der Limburg bei Sasbach am Kaiserstuhl lagert über Tuff »ein Aggregat« grösserer und kleinerer Gesteinsblöcke, die durch eine gelbliche bis ziegelrothe erdige, oft auch sehr harte Substanz zusammengehalten werden, welche eine auffallende Ähnlichkeit mit den oberen Tuffbänken erkennen lässt. An einzelnen Stellen tritt dieses Bindemittel auffallend zurück, ja es gibt hier und da Fälle, wo die kugeligen Gesteinsblöcke sich unmittelbar berühren, grössere und kleinere Hohlräume zwischen sich lassend; wieder an anderen Stellen überwiegt die Bindemasse ganz bedeutend. Alle diese Blöcke, mehrere Cubikfuss, faust- und nussgross, befinden sich in einem Zustand vorgeschrittener Zersetzung, die oft bis tief ins Innere geht, so dass es schwer hält, sich Handstücke des frischen Gesteins zu verschaffen. So wird das Verhältniss zuerst von Rosenbusch (N. Jahrb. f. Min. 1872. 35) dargestellt und bei der Frage, ob es sich hier um ein vulkanisches Agglomerat handelt, in welchem das Bindemittel einen vulkanischen Tuff darstelle oder ob andererseits die erdige Bindemasse nur tuffähnlich und eigentlich das Zersetzungsproduct der darin jetzt lose auftretenden Blöcke sei, bei dieser Frage entscheidet er sich in dem ersteren Sinne. Später berichtet er, dass die Masse der Blöcke auch in compacter Decke oder vielmehr als Strom auftritt, und dass ihm das Vorkommen nicht mehr als ein Agglomerat aufgefasst werden zu können scheine (Mass. Gest. 1877. 542). Nach Graeff stammt das anfangs untersuchte Material von dem »obersten der dortigen drei Ströme« und ein typischeres Gestein ist erst später in mässig frischem Zustand als unterster Strom aufgeschlossen; in den rundlichen Blöcken sieht er Absonderungsformen, in dem zwischenliegenden Cäment zersetztes Material (Mitth. grh. bad. geol. L.-Anst. II. 427). — Der relativ gesunde Kern der aussen verwitterten Blöcke besteht aus einem zartmandelsteinartigen Gestein von im Ganzen tiefrothbrauner bis sammtschwarzer Farbe, wenn man absieht von der weissen Ausfüllung der Mandelräume mit Carbonaten und Zeolithen. Die Hauptmasse ist structurlos, scheint in feinsten Splittern blutroth bis hyacinthroth durch und glänzt pechsteinartig; darin liegen schwarze, meist durch Vorwalten von $\infty P \infty$ tafelförmige Augite, welche beim Herausspringen sehr scharfe Abdrücke hinterlassen (nach Knop, Z. f. Kryst. X. 62 mit 44,15 SiO_2 und 4,57 TiO_2; vgl. auch Merian, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. III. 285), sowie krystallisirte Hyalosiderite (eisenreiche Varietät des Olivins), metallisch glänzend und von gelbgrüner und goldgelber Farbe (über die Formen vgl. Bauer im N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 1), spärlich Körner von grünem Augit mit muscheligem Bruch. Dazu wenig Magnetit, aber von Feldspath oder einem feldspathartigen Mineral, von Nephelin oder Leucit keine Spur. Die Hauptmasse des Gesteins ist nach Rosenbusch ein ausgezeichnetes Glas, welches den vorwaltenden Untergrund des mikroskopischen Bildes abgibt; die recht gleichmässige Farbe erscheint in sehr dünnen Schichten orangegelb, sonst tief roth bis schwarz und undurchsichtig. Poren und Bläschen fehlen gänzlich, und Anzeichen einer Fluctuation sind ebenfalls nirgends vorhanden. Nach der Analyse von Lagorio enthält diese Glasbasis: 40,64 SiO_2, 34,78 Al_2O_3 und Fe_2O_3, 7,25 CaO, 3,15 MgO, 3,50 K_2O, 3,04 Na_2O und die grosse Wassermenge von 5,17%; trotz dieser basischen Zusammensetzung ist das Glas gegen Säuren sehr widerstandsfähig, wird aber durch HCl entfärbt. Nach allen Richtungen ist es von gewundenen Capillargängen durchzogen, die meistens in Beziehung zu den Mandelräumen stehen, für welche sie die mikroskopischen Infiltrationscanäle abgaben. Das homogene Glas wird seinerseits allmählich von einer Umwandlung erfasst, die mit einer vollständigen Entfärbung und darauf folgenden Zeolithisirung desselben endet. Die scharfen, bisweilen zonaren, oft reich polysynthetisch verzwillingten Augitkrystalle, welche im Glas liegen, werden im Schnitt dunkel kaffeebraun, seltener gelbgrünlich und führen Magnetitkörner und Fetzen von Glas. Der allezeit scharf und regelmässig krystallisirte

Hyalosiderit ist gleichwohl von der umgebenden Gesteinsmasse in durchgreifendster Art zerrissen worden; häufig sind tiefe Einbuchtungen des umgebenden, dann magnetitreichen Glases in die Krystalle. Grüne Augitmikrolithen erscheinen isolirt, zu convergirenden oder zu parallelen, in der Mitte wie ein Ruthenbündel eingeschnürten Aggregaten verbunden; Bärte solcher Mikrolithenstacheln sitzen ferner an wohlkrystallisirten (P) Enden, aber nur sehr selten auf den verticalen Kanten der grossen Augite. Auch mikrolithische Bildungen von Olivin kommen vor. — Rosenbusch bemerkt, dass ein solches Gestein ferner an dem benachbarten Lützelberg, sehr ähnliche am Vormberg bei Ihringen (Kaiserstuhl, ebenfalls mit Hyalosiderit) und am Ringgit auf Java (mit Olivin, aber mit wasserheller glasiger Basis) auftreten.

Zu diesem Vorkommen von der Limburg findet sich auf S. 440 der »Mikrosk. Besch. d. Min. u. Gesteine« von F. Z. die Bemerkung: »Das äussere Ansehen des Gesteins erinnert allerdings wohl mehr an cämentirten und alterirten peperinähnlichen Tuff als an ein directes Erstarrungsgebilde. Die wohlauskrystallisirte Form der Augite ist in den Tuffen (z. B. den böhmischen von Wolfsberg, Luschitz, Kostenblatt, Lukov) ebenso häufig, wie bei den basaltischen Massengesteinen selten; die leichte Herauslöslichkeit der Krystalle aus dem Gestein und die Hinterlassung scharfer Abdrücke macht nicht minder eine charakteristische Eigenschaft allein der Tuffe aus.« Rosenbusch meint (Mass. Gest. 1877. 542 und 1887. 817), dass zu dieser Bemerkung wohl nur sehr schlechte Handstücke zu Gebote gestanden hätten. Und doch wurden gerade von ihm selbst »die stets vollkommen ausgebildeten Augitkrystalle«, sowie »die scharfen und präcisen Abdrücke, welche sie beim Herausspringen aus dem Gestein zurückgelassen haben«, als besonders charakteristisch betont. Der Sinn jener Bemerkung kann daher nicht als beseitigt gelten. Übrigens lösen sich auch die Hyalosideritkrystalle leicht und vollständig ohne Beschädigung aus dem Gestein, wenn es bröckelig geworden ist. — Roth hatte in seinen Analysentabellen (1873) den Limburgit als verwittertes Gestein aufgeführt; Rosenbusch sucht dies durch den Ausspruch zu entkräften, dass doch Niemand gerade verwittertes Gestein zur Analyse aussuchen werde. Dadurch wird selbstredend der Ansicht von Roth nicht entgegengetreten, denn die als frischest ausgesuchten Stücke können an sich schon sehr verwittert sein. Die ausserordentliche Betheiligung von makroskopischen und mikroskopischen Mandelbildungen sowie von Capillargängen lässt es in der That kaum glaublich erscheinen, dass das Gestein noch in der wünschenswerthen Frische vorliegt (vgl. auch noch einmal Roth, Beitr. z. Petrogr. d. pluton. Gest. 1879. 50, wo er dabei bleibt, dass die Analyse an verwittertem Gestein angestellt wurde). Vgl. über das Gestein ferner noch Lagorio in Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 482; über unbestimmte Silicate in Blasenräumen, Knop in Z. f. Kryst. XVIII. 1891. 668. Leider liegt es in der historischen Entwickelung unserer Kenntnisse begründet, dass gerade ein so ausnahmsweise beschaffenes Vorkommniss wie das von der Limburg zur Namengebung der Gruppe gewählt wurde, obschon bereits die paar damals bekannten anderen Vertreter derselben augenscheinlich in ihrer Ausbildungsweise abwichen.

Bei Reichenweier im Oberelsass durchbricht sehr dunkler, oft fast schwarzer Mb. mit ausgeschiedenen Olivinen und Augiten den Muschelkalk und Lias; die lichtbräunliche Glasbasis wird durch erwärmte HCl leicht zersetzt (Linck). Ähnlich ein von Cohen und Leppla erwähnter Mb. vom Pechsteinkopf bei Forst in der Pfalz.

Am Benelberg bei Kircheip, ö. vom Siebengebirge, erscheint zufolge Sommerlad ein sehr dichtes, dunkelblauschwarzes, im etwas verwitterten Zustand hellgraublaues, gefleecktes Gestein. Makroskopisch sind ersichtlich vereinzelte Hornblendekrystalle bis 5 cm gross, ohne Krystallumrisse (mit prachtvollen grossen Glaseinschlüssen),

sog. muscheliger Augit, äusserlich wie amorph erscheinend (mit vereinzelten Glaseinschlüssen), kleine Individuen von Augit, Olivin, Magnetit. Die Grundmasse ist u. d. M. vorwiegend ein Gemenge von ganz blassröthlichen Augitkörnchen und -kryställchen sowie Magnetit, aus welchem grössere Augite und sehr zahlreiche frische Olivine hervortreten. Feldspath ist nicht vorhanden. Nicht seltene helle unregelmässig begrenzte Stellen mit Aggregatpolarisation, welche gelatiniren und »den Eindruck von Secretionen machen«, seien wohl Nephelin (?) oder ein zeolithartiges Mineral. In einem Präparat liess sich eine deutliche gelblichbraune Glasbasis mit Trichiten wahrnehmen. Ferner noch kleinere unregelmässige Amphibolfetzchen und Biotitblättchen. Beim Behandeln mit HCl tritt stark und leicht Gelatiniren ein. Wodurch dasselbe bedingt wird, bleibt nach der Beschreibung unentschieden, wenn nicht jene erwähnten hellen Stellen dafür verantwortlich gemacht werden. Die Analyse ergab u. a. 42,24 SiO_2, 12,27 MgO, 1,08 K_2O, 4,02 Na_2O; unter den sicher erkannten Gemengtheilen findet sich kein natronhaltiger. Die Zusammensetzung ist sehr ähnlich der des Gesteins von der Limburg im Kaiserstuhl. Sommerlad betrachtet das Gestein »als zur Gruppe der jüngeren Pikritporphyre gehörig«; Roth setzt es (Geologie II. 367) zu den Basaltgläsern (Tachylyten, Limburgiten), wozu es offenbar nicht gehört, da es gewöhnlich überhaupt kein Glas enthält. Das Richtige trifft gewiss Rosenbusch, wenn er es (Mass. Gest. 1887. 817) einen Hornblendebasalt in Limburgitform nennt. — Die Schlacken und Bomben in den Tuffgebieten der Dauner Maare (Eifel) bestehen zufolge L. Schulte aus Mb. mit einer Glasbasis; neben Augit und Olivin ist immer Haüyn, nicht selten Melanit, bisweilen Melilith vorhanden (Verh. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. W. 1891. 191).

Am Rehgraben bei Nierstein in Rheinhessen durchbricht dunkelbraungrauer »Basalt« mit Olivin und Augit das obere Rothliegende. Nach Roth (»Limburgit«) liegen in graulichem Glasgrund z. Th. in Calcit und Serpentin umgewandelte Olivine, Augit, Magnetit; auch wohl statt des Glasgrundes braune Glaspartieen; einzelne Feldspathe nur in einem Stück beobachtet. — Aus dem rechtsrheinischen Theil des Grossherzogthums Hessen macht Chelius manche hierher gehörige Vorkommnisse namhaft, welche z. Th. reich sind an eingeschmolzenen fremden Gesteinsbruchstücken, so vom Erlenweg bei Darmstadt (Gang im Biotitgranit), s.ö. von Dietzenbach (n.w. von Messenhausen), von Langen, vom Stücksbühl am Wege von Messel nach Dieburg u. a. O.

Mitteldeutschland. Glasreichere Glieder scheinen im und um den Habichtswald, sowie im Knüll weitverbreitet zu sein. Möhl führt als Mb.e (mit lichterem oder dunklerem, meist reinem auch etwas trichitischem Glas) mit Ausscheidungen von blos Augit, Olivin, Magnetit — ohne eisenfreies Silicat — an: Lottersberg im s. Habichtswald bei Deute, Schweinsberg bei Ermotheis im w. Habichtswald, Weidelsberg (imposanter Kegel vor dem w. Habichtswald) bei Naumburg, Kleiner Brandkopf am Ahnethal im Habichtswald, Scharfenstein (pechsteinartig glänzend) und Madnerstein bei Gudensberg, s. von Cassel (N. Jahrb. f. Min. 1874. 908). — Junkerskopf bei Metze im Habichtswald, pechsteinartig aussehend, nach Rosenbusch »Limburgit mit sehr vereinzelten Feldspathleisten«, während Möhl unter den Ausscheidungen in dem kaffeebraunen Glas die reich liniirten Plagioklase zuerst nennt. Das in Säulen gegliederte Gestein wird nach Möhl (a. a. O. 934) von einem kugelig abgesonderten, scharf abgesetzten Mantel eines angeblich Leucit führenden Feldspathbasalts umgeben. — Klaus genannte Höhe bei Elben im w. Habichtswald, »Gebröck von Glasbasalt im Röth«; die porphyrischen Olivine ungewöhnlich reich an grossen Grundmasse-Einschlüssen; u. d. M. in rothbraunem reichlichem Glas Krystalliten, Augit und Magnetit (Stelzner, N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 207; Möhl a. a. O. 910). Ganz in der Nähe steht Nephelinbasalt an. Hahn bei Holzhausen s.

von Cassel (Rosenbusch). Noch zahlreiche andere Vorkommnisse aus dem Habichtswald wurden von Rinne namhaft gemacht und beschrieben; in einigen derselben stellen sich auch Plagioklas oder Nephelin oder Leucit ganz accessorisch ein. — Hügelsberg bei Elfershausen im n.w. Knüll; u. d. M. überwiegendes braunes Glas mit trichitischen Gebilden, Augit, Olivin, Titan- und Magneteisen. Von Elfershausen ist auch glasführender Feldspathbasalt bekannt. — Ober-Anla bei Ziegenhain, w. vom Knüll. — Der bis ¾ m mächtige Gang im Muschelkalk des Kratzenbergs unmittelbar bei Cassel ist zufolge Möhl »lichter Mb.«; Augit, Magnetit und Olivin in fast farblosem Glas ohne feldspathigen Gemengtheil. — Essigberg und Schaumburg bei Hoof (Gegend von Cassel), nach Fromm. — Desenberg bei Warburg.

Rhön, Gebiet zwischen Rhön und Thüringer Wald, Grabfeld: Hundskopf an der Felda, zwischen Lengsfeld und Weilar, n. Rhön, Durchbruch durch mittleren Buntsandstein, dunkelgrau, feinkörnig bis dicht mit ziemlich grossen Olivinen; u. d. M. trichitisch entglaste helle Basis (mit HCl gelatinirend unter Abscheidung von Chlornatriumwürfeln, in der Gallerte P_2O_5 nachweisbar); darin kleine Augitkryställchen, reichlich Magnetit und Olivin (Bücking, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1881. 186). — Bildstein bei Oechsen, ö. von Lenders, n. Rhön; dicht dunkelgrau, porphyrisch durch Hornblende, Augit, Olivin; u. d. M. vorwiegend reich an Augit und Magnetit, stellenweise bräunliche Glasbasis; das Gestein gelatinirt mit HCl nach einiger Zeit unter Bildung von Kochsalzwürfelchen (Sommerlad, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 165; Bücking a. a. O. für 1880. 606). — Hahnberg, n. von Oberkatz, mit brauner krystallitisch entglaster Basis. — Kleiner Gleichberg (Steinsburg) bei Römhild, dunkelgrau; Basis nicht gerade reichlich, nur stellenweise mehr hervortretend und »dann durch krystallitische Entglasung etwas braun gefärbt«, gelatinirend (Bücking a. a. O. für 1881. 186; nach Luedecke kommt daneben Nephelinbasanit vor). — Kuhberg bei Gleicherwiesen, s.ö. von Römhild, 1 m mächtiger Basaltgang im Keuper; u. d. M. braunes Glas »mit langen quergegliederten Nadeln und schwarzen Trichiten«; sonst nur Augit, Olivin, Magnetit (Proescholdt). — Kuppe bei Mehmels, im oberen Buntsandstein, dicht dunkelgrau mit porphyrischem Olivin; u. d. M. besteht die Grundmasse fast lediglich aus Augitmikrolithen und einer nur hier und da grössere Partieen bildenden braunen, gewöhnlich körnig entglasten Basis, welche durch HCl anscheinend keine Veränderung erfährt; ausserdem noch ein schwach bräunlich bis grünlich gefärbtes reines Glas, Magnetit, grössere Olivine; das letztgenannte hellere Glas gelatinirt mit HCl; beide Gläser bilden wohl vereinigt eiförmige Partieen, welche etwas grössere Augitprismen umschliessen (Bücking a. a. O. für 1881. 187). — Aus der südl. Rhön beschreibt H. Lenk 13 Punkte von schwarzen, sehr dichten Mb.en mit splitterigem oder sehr undeutlichem muscheligem Bruch, mit schwankendem Gehalt an braunem, durch HCl gelatinirendem (daneben auch wohl grünlichem oder farblosem) Glas; z. B. Basalt vom Sodenberg, von der Platzerkuppe, von der Spitze des Büchlbergs bei Hammelburg.

Stopfelskuppe bei Eisenach, Durchbruch durch Buntsandstein, schwarz, dicht, mit mehr Olivin als Augit ausgeschieden; u. d. M. Olivin, Augit, Magnetit in einem Grundteig, der aus Basis mit winzigen bräunlichgelben Augitmikrolithen und Magnetitkörnchen besteht. Meistens ist kein feldspathiger Gemengtheil ersichtlich (Rosenbusch fand in gewissen Proben etwas Nephelin). Der von F. Z. (Basaltgest. 160) auf Grund unrichtig etiquettirten Materials beschriebene Leucitbasalt von der Stopfelskuppe kommt hier nicht vor; dagegen passt ganz auf das hier auftretende Gestein die dort (S. 180) gegebene Beschreibung eines von Feldspath, Nephelin und Leucit freien Basalts von »Pleschen bei Eisenach«, welcher Ort gar nicht existirt (vgl. Bornemann, »Limburgit«, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1883. 150; auch Laufer, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 82. 87). Im Tuffmantel der Stopfelskuppe bildet (olivin-

freier) Nephelinit Gänge. — Ähnlich schmale Gänge im Muschelkalk bei Hörschel (Bornemann, a. a. O. 155).

Kleiner Winterberg in dem Winkel zwischen der Elbe und dem bei Schandau einmündenden Kirnitzschbach in Sachsen (Stelzner). Haunsberg, unweit des Kuhstalls in der sächsischen Schweiz (Möhl). — Aus der preuss. Oberlausitz erwähnt Möhl »lichte Mb.e« (Augit, Olivin, Magnetit in farblosem Glas, ohne feldspathigen Gemengtheil) vom Herrenberg (Steinrich) bei Marklissa und vom Kirchberg bei Sproitz.

Aus *Böhmen* zählt Bořicky als »dunkle Magmabasalte« (vgl. S. 76) eine grosse Menge von Vorkommnissen auf, von denen die typischsten zu sein scheinen: Kaninchenberg bei Mireschowitz s. von Bilin (schwärzlichgrau, mit vorwaltender bräunlicher trichitischer Basis, keinem feldspathigen Gemengtheil), Sauberg bei Svindschitz, Zinkenstein bei Kosel, Kohlberg bei Mileschau (die letzteren drei angeblich mit accessorischen Hypersthentafeln), Kamýk bei Všechlab (mit einzelnen Hornblendekrystallen), Srbsko (mit spärlicher Basis), Schenkelberg bei Kosel, Rücken der Paskapole (vielleicht Augitit, vgl. S. 90). — Zu den »lichten Magmabasalten« gehören u. a. namentlich: Pschanhügel bei Laun (mit etwas Biotit), Bndy bei Backofen (mit Amphibol), Altperstein bei Dauba, Limberg bei Wartenberg (basisreich). In anderen Vorkommnissen fand Bořicky mit mehr oder weniger grosser Sicherheit gedeutete spärliche Nepheline, in anderen auch wenig Plagioklas, in einem äusserst seltenen Plagioklas und problematischen Leucit, so dass diese böhmischen Mb.e Aequivalente von Feldspathbasalten, Nephelinbasalten, Leucitbasaniten sein könnten. — Sehr dichten Mb. mit klarer Glasbasis citirt Clements (Jahrb. geol. R.-Anst. XL. 1890. 343) als Gang zwischen Okenau und dem Herrgottsstuhl an der Eger. — Die den »Banatit« von Moldova im Banat am Dreieinigkeitsstollen durchsetzenden sog. Basaltgänge, graulichschwarz mit Olivin und etwas Biotit, wurden von Niedzwiedzki als »Mb.« bestimmt: Augit, Olivin, Magnetit (kein Feldspathbestandtheil) in farbloser glasiger zurücktretender Basis. — Oberhalb Gjusevo im centralen Balkan, dicht, schwarz, muschelig brechend mit ausgeschiedenen tafelförmigen Olivinen und Hypersthenen; u. d. M. Gewebe aus Augitsäulchen mit globulitenreichem lichtem Glas; Toula (Rosiwal) im N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 269.

Unter den Basaltgesteinen Schonens hat Eichstädt auch etliche hierher gehörige Vorkommnisse (»Glasbasalte«) namhaft gemacht: Hagstadsberg, grauschwarz mit einzelnen Olivinen; u. d. M. Augit, Magnetit, Olivin in farbloser Glasbasis; unmittelbar n.ö. liegt eine kleine Kuppe von Nephelinbasalt mit reichlicher Glasbasis. — Stenkilstorp, s.ö. von Hästhallarne, etwas feldspathhaltig; Koholma bei Färingtofta. — Aus Grönland erwähnt Törnebohm augitreichen Mb.

In Spanien sind »Limburgite« gefunden worden bei Cuevas de Vera zwischen dem Cabo de Gata und Cartagena (mit perlitischen Sprüngen, u. d. M. wasserhelles Glas mit Olivin und Biotit neben Augitmikrolithen), bei Olot in Catalonien; bei Nuévalos in der Prov. Saragossa, gangförmig im Silur, wohl zu Nephelinbasalten gehörig; in dem sehr glasarmen Gestein wird Bastit (aus Enstatit entstanden) und vereinzelter Melilith angegeben (Calderon und Quiroga).

Insel Palma. Klein- und rundblasiger dunkelbrauner »Limburgit« von pechartigem Glanz (wohl Lava) mit porphyrischer dunkler Hornblende. U. d. M. ein dunkelorangefarbenes, an kurzen Augitmikrolithen sehr reiches Glas in eben überwiegender Quantität; darin grössere abgerundete zonare Hornblendekrystalle, hellgraulichgrüne Augitkrystalle (die kleineren oft mit sanduhrähnlichem Bau), Magnetit, nur spärlich Olivin, z. Th. in ausserordentlich kleinen blutrothen Kryställchen. Unter den grösseren Individuen waltet Augit etwas über Hornblende vor. Die Glasbasis wird von Säuren nur wenig angegriffen und schwach entfärbt (van Werveke).

Auf den Capverdischen Inseln sind zufolge Doelter »Limburgite oder Magmabasalte« stark vertreten, welche aber »weder in ihrem äusseren Habitus noch in ihrer Mikrostructur an das von Rosenbusch beschriebene Gestein von der Limburg erinnern, denn vor allem fehlt ihnen der hohe Gehalt an Olivin«; dieses Mineral fehlt zwar nirgends, seine Menge aber ist selten eine beträchtliche, oft eine ganz unbedeutende, während der Augit vorherrscht; auch die Glasbasis tritt mehr untergeordnet, in manchen Gesteinen sogar nur spurenweise auf. Die Glasbasis scheint sehr häufig dem Nephelin in chemischer Hinsicht zu entsprechen, in manchen Fällen die Elemente des Plagioklases und Nephelins oder nur des Plagioklases zu enthalten. Meist ist sie lichtbraun oder lichtgelb, dann gewöhnlich globulitisch gekörnelt, seltener farblos, dann meist mit mikrolithischen Entglasungsproducten. Sie wird meist ganz oder wenigstens theilweise von conc. HCl gelöst, oft gelatinirt sie, oft ist sie nur unter Abscheidung von Kieselpulver löslich. Röthlicher und nelkenbrauner, hier und da gelber Augit ist reichlich, Glimmer nur selten, Hornblende fehlt gänzlich; Magnetit stets vorhanden, Apatit hier und da. Hierher gehört z. B. der dichte schwarze Strom gegen Tarrafal zu auf S. Thiago mit 42,69 SiO_2, ein dichtes blauschwarzes Gestein vom Covakrater, ein schlackiges poröses schwarzes vom Mte. Silva, S. Antão, mit einzelnen makroskopischen blauen Haüynen, aus dem Argãosthal (mit 40,28 SiO_2 und 4,38 Na_2O auf 1,43 K_2O, Glasbasis löslich); auch werden Gesteine mit accessorischem Nephelin und eines mit spärlichem Plagioklas genannt (Pedra Molar auf S. Antão, mit 41,12 SiO_2 und gar 6,61 Na_2O auf 2,27 K_2O).

Vom Kilimandscharo und seiner Umgebung beschrieb Hyland drei hierher gehörige Varietäten: a) Olivin, mit enormem Reichthum an schwarzen Erzkörnern, als porphyrischer und vorherrschender Gemengtheil, Augit mehr zurücktretend, reichliche hellbraune bis mattblutrothe Glasbasis, welche durch HCl blos etwas entfärbt wird; die Structur ist sehr blasig. b) Augit und Hornblende (wie in dem Gestein von Palma) als wesentliche Gemengtheile, Olivin und Glasbasis mehr zurücktretend. c) Augit stark vorwaltend, Olivin minder reichlich, Glimmer vorhanden, Hornblende fehlt, farbloses Glas nur als Zwischenklemmungsmasse (ähnlich dem folgenden Vorkommniss vom Maeru-Vulkan). Hyland bringt a und b mit Feldspathbasalten, c mit Nephelinbasalt in Verbindung, womit auch die Erscheinungsweise der Augite übereinstimme. — Maeru-Vulkan im Massai-Land, Ostaequatorial-Afrika, compacter dunkelgrüner »Limburgit« mit zahlreichen Augiten und wenigen Olivinkörnern; die Augite haben grünen Kern, grauvioletten oder gelblichen Rand. Grundmasse zusammengesetzt aus graugrünen bis farblosen Augitkryställchen mit rundlichen Umrissen, wenig Biotit und Erz, ausserdem einer farblosen isotropen glasigen Zwischenmasse; letztere ist von Säuren angreifbar und reagirt merklich auf Alkalien (Mügge). — Berg Vavavato auf Madagaskar, viele völlig frische Olivinkrystalle in einer Grundmasse aus Augit, Magnetit und Glas (Hatch).

Auf der Insel Munia im Viti-Archipel erscheint ein dem von der Limburg sehr ähnliches Gestein: eine braune pechglänzende Grundmasse, mit sehr scharf begrenzten, nach $\infty P \infty$ tafelförmigen Augiten, welche beim Herausspringen scharfe Abdrücke hinterlassen, einzelnen glänzenden Olivinen, zahlreichen kleinen Mandelräumen mit Zeolithkruste (keinen Carbonaten), um welche die Grundmasse gelblich gefärbt ist. Grundmasse ein braunes Glas, worin nur vereinzelte gefranste Augitmikrolithen, Plagioklasleistchen und Magnetitkörner. An den Rändern der Mandelräume zeigt sich die umgewandelte Basis orangefarbig, von gekörneltem Aussehen und secundär-doppeltbrechend; die Umwandlung scheint im engsten Zusammenhang mit der Zeolithbildung zu stehen. Wie längs Spalten ersichtlich wird, ist die Basis viel leichter der Umwandlung unterworfen als der Olivin (Wichmann).

Einen besonderen Typus dieser Gesteinsgruppe würden basaltähnliche

Gänge in dem Elaeolithsyenit der Foya (Monchique-Gebirge, Süd-Portugal) darbieten, sofern dieselben überhaupt zu der Basaltfamilie gehören; sehr dicht, schwarz mit ausgeschiedenen schwarzen Leistchen und spärlichen Olivinkörnern. U. d. M. treten als grössere Individuen hervor braune Hornblende, an Menge die übrigen Gemengtheile zusammen übertreffend (u. a. mit Grundmasse-Einschlüssen), weit untergeordneter hellfarbiger Augit, Olivin (stets mit einem Kranz eines oder beider Bisilicate nebst Magnetit umgeben), heller Haüyn ebenso reichlich wie Olivin, nur ganz untergeordnet Biotit. Der Grundteig des Gesteins besteht aus farbloser Glasbasis mit winzigen Nädelchen und Körnchen von Augit und Hornblende, mit wenig Magnetit, violettem Haüyn, Apatit, braunen oktaëderförmigen, chromfreien Kryställchen. Unter den Zersetzungsproducten des Haüyns schwachgelbe Körnchen, vielleicht Epidot, der mit Calcit auf mikroskopischen Hohlräumchen vorkommt. Van Werveke nennt dieses in vielen Zügen recht abweichende Gestein auch noch Limburgit (N. Jahrb. f. Min. 1879. 486). — Im Ganzen recht ähnlich, wieder mit sehr bedeutendem Gehalt an Hornblende, mit umkränzten Olivinen, mit accessorischem Gehalt an Haüyn, an Spinellkryställchen und Apatit sind Gänge, welche in der Serra de Tinguá und anderen Orten der Provinz Rio de Janeiro gangförmig ebenfalls mit Elaeolithsyenit verknüpft sind. Die meist reichliche farblose Basis nimmt stellenweise an Menge ab und dann erscheint statt ihrer Nephelin, Plagioklas, auch wohl etwas Melilith. — Manches spricht dafür, dass diese Vorkommnisse sich an den Monchiquit anschliessen.

Rosenbusch, Mb. von der Limburg im Kaiserstuhl, N. Jahrb. f. Min. 1872. 35.

Lagorio, Mb. von der Limburg, Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 482.

Linck, Mb. von Reichenweier, Elsass, Mittheil. d. Commiss. f. d. geol. Landes-Unters. von Elsass-Lothringen. I. 1887. 52.

Cohen, Mb. von Forst, Pfalz. XV. Versamml. d. oberrhein. geol. Vereins zu Dürkheim. 1882. 7.

Leppla, Mb. von Forst, Pfalz, 41. Jahresber. d. Pollichia für 1882.

Sommerlad, Mb. von Kircheip, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 175. 182.

J. Roth, Mb. von Nierstein, Monatsber. Berliner Akadem. 1881. 7.

Chelius, Mb. von Hessen, Erläuter. zu Blatt Messel und Rossdorf d. geol. Karte d. Grossh. Hessen. Darmstadt 1886.

Möhl, Mb. vom Habichtswald, N. Jahrb. f. Min. 1874. 908. 934.

Stelzner, Mb. von Elben, Habichtswald, N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 207.

Möhl, Mb. vom Kratzenberg bei Cassel, N. Jahrb. f. Min. 1876. 725.

Rinne, Mb. aus dem Habichtswald, Sitzgsber. Berliner Akad. 1889. 1007. Aus dem Gebiet der Weser u. d. angrenzenden d. Werra u. Fulda, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1892. 84.

Bücking, Mb. d. Rhön, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1880. 606, für 1881. 186.

Lenk, Mb. der südl. Rhön, Zur geol. Kenntniss d. s. Rhön, Inaug.-Dissert. Würzburg 1887. 40.

Proescholdt, Mb. von Gleicherwiesen bei Römhild, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1884. 80.

Bornemann, Mb. der Stopfelskuppe bei Eisenach, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1883. 150.

Möhl, Mb. der preuss. Oberlausitz, Abhandl. naturforsch. Ges. in Görlitz XV. 1874. 43.

Bořicky, Mb. Böhmens, Petrograph. Studien an den Basaltgesteinen Böhmens, Prag 1874. 74.

Niedzwiedzki, Mb. von Moldova, Banat, Min. Mitth. 1873. 261.

Rosiwal, Mb. von Gjusevo im centralen Balkan, Denkschrift. Wiener Akad. LVII. 1890. 288.

Eichstädt, Mb. Schonens, Skånes Basalter, Stockholm 1882. 58.
Törnebohm, Mb. aus Grönland, Stockh. Geol. Fören. Förhandl. VI. 1883. 692.
Calderon, Mb. Spaniens, Bol. com. mapa geol. de España IX. 1882. — Bull. soc. géol. (3) XIII. 1885. 114.
Quiroga, Mb. von Nuévalos, Spanien, Anal. soc. esp. de hist. nat. Madrid. XIV. 1885. 75.
van Werveke, Mb. von Palma, N. Jahrb. f. Min. 1879. 481.
Doelter, Mb. der Capverden, Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte, Graz 1882. 67. Vgl. auch Renard, Petrology of the oceanic islands 1889. 18.
Mügge, Mb. im Massai-Land, Mitth. geogr. Ges. in Hamburg, 1882. 1883. — N. Jahrb. f. Miner. Beilageb. IV. 1886. 576.
Hyland, Mb. vom Kilimandscharo, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 220; vgl. auch Rosiwal, Denkschr. Wiener Akad. LVIII. 1891. 486.
Hatch, Mb. von Madagaskar, Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 354.
Wichmann, Mb. von Munia, Viti-Archipel, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 42.
Renard, Mb. von der Corinthian Bay, Heard-Island (s. von Kerguelens Land), Rep. petrology of oceanic islands 1889. 148; Bull. acad. r. Belgique (3) XII. 1886. Nr. 8.

Verit. Ein ganz eigenthümliches Gestein bildet südl. von Vera im Gebiet des Cabo de Gata den als breiter Lavastrom über Pliocän geflossenen schwarzen Felsen Cabezo Mario (oder Cerro negro genannt). Makroskopisch ist in der schwarzen pechglänzenden, oft amygdaloidischen Masse nur tombakbrauner Glimmer in bis 2 mm grossen Blättchen sichtbar, u. d. M. tritt in dem vorherrschenden, braun durchsichtig werdenden Glas noch reichlicher Olivin, sehr schwach grünlicher bis fast farbloser Pyroxen in mangelhaft entwickelten, oft terminal gegabelten Formen hervor; accessorisch Apatit, Erze fehlen nahezu gänzlich bis auf sehr spärliche Titaneisenblättchen. In einer glasärmeren Varietät finden sich auch Plagioklasleisten. Der Glimmer wird gelbbräunlich durchscheinend (mit Pleochroismus: 𝔞 nahezu farblos, 𝔟 hellbräunlich, 𝔠 canariengelb) und zeigt häufig zonare Farbenverschiedenheit und Durchbrochensein von Glasmasse; nach Rosenbusch (Mikr. Phys. Min. 1892. 585) liegt hier Anomit vor. Kleine Glimmerblättchen, jedes von einem farblosen Glashof umgeben, betheiligen sich auch an der Grundmasse, wo sie gern besenförmig aggregirt sind und dann um kleine Augitkörner herumbiegen. Die Glasbasis wird von Säure nicht angegriffen. Eine Analyse ergab: 55,17 SiO_2, 13,49 Al_2O_3, 3,10 Fe_2O_3, 3,55 FeO, 0,39 MnO, 8,55 MgO, 3,15 CaO, 1,09 K_2O, 4,43 Na_2O, 4,27 H_2O, 3,27 CO_2. Verglichen mit einem Feldspathbasalt oder Magmabasalt ist der Gehalt an SiO_2 sehr hoch, der an CaO sehr niedrig, die durch reichlichen Olivin und Glimmer bedingte Menge von MgO sehr gross. — Osann, dem man die Kenntniss dieses Gesteins verdankt, hebt hervor, dass sich dasselbe von einem normalen Magmabasalt (oder Feldspathbasalt) auch mineralogisch recht unterscheidet; die grosse Rolle, welche Glimmer als Ausscheidung und in der Grundmasse spielt, der diopsidartige Habitus des Pyroxens und dessen Zurücktreten in den meisten Varietäten, der nahezu gänzliche Mangel an Erzen lassen dasselbe, abgesehen von seiner

stark glasigen Ausbildung (und allerdings auch abgesehen von dem gänzlichen Zurücktreten des Feldspaths) noch am ehesten mit den olivinführenden Kersantiten unter den vortertiären Gesteinen vergleichen. Als Bezeichnung für den eigenthümlichen Gesteinstypus schlägt Osann Verit vor (Z. geol. Ges. XLI. 1889. 306; XLIII. 1891. 344).

Augitit.

Jüngere Eruptivgesteine ohne feldspathigen Gemengtheil und ohne Olivin, welche wesentlich aus Augit, Magnetit und Glasbasis bestehen, hat Doelter anfänglich (Capverdische Inseln 1882. 73) als Pyroxenit, später (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 404) als Augitit zu bezeichnen vorgeschlagen. Es sind also gewissermassen olivinfreie Magmabasalte. Die Glasbasis ist entweder braun bis gelb und in diesem Falle bald durch HCl zersetzbar, bald dagegen sehr widerstandsfähig, oder sie ist farblos und alsdann von HCl zersetzbar, wobei ein reichlicher Gehalt an Alkalien, darunter Na_2O vorherrschend hervortritt; es ist daher wahrscheinlich, dass sie sich dem Nephelin oder einem Gemenge von Nephelin und einem Plagioklas nähert. Die Augite bilden nur selten grössere Individuen, meist ein regelloses Gewirre kleiner gelblicher oder röthlicher Krystallprismen. Accessorisch erscheint bisweilen Haüyn, selten (wie in den Magmabasalten) Plagioklas, Nephelin, Biotit, Apatit, Eisenglanz. Die Glasbasis ist bald reiner, bald führt sie Mikrolithen, Trichiten, Globuliten. Die bisherigen Analysen capverdischer Vorkommnisse ergaben u. a. nach Doelter 41—45 % SiO_2, 16—24 Al_2O_3, 6—11 CaO, 3—5 MgO, 2—3 K_2O, 5,4—6 Na_2O, also eine Zusammensetzung, welche der Auffassuug widerspricht, als ob diese Gesteine chemisch zu den Augitandesiten gehörten und etwa feldspathfreie Aequivalente derselben wären. Vielmehr werden in ihnen feldspathfreie Ausbildungsformen der Tephrite oder Nephelinite (oder Leucitite) vorliegen. Repräsentanten der unter normalen Verhältnissen olivinführend ausgefallenen Gesteine wird man unter den Augititen ebenfalls voraussetzen dürfen, weil trotz einer Disposition zur Olivinbildung dies Mineral nicht immer auch ausgeschieden zu werden braucht. — Gesteine dieser Art wurden von Doelter auf den Capverden angetroffen: Fuss des Topo, Kegel der Chada Lagoa (pechschwarz), Krater Lagoinha (etwas schlackig), Ganggestein vom Madeiral auf S. Vicente (mit blos 32 % in conc. HCl unlöslicher Theile). In Inselfelsen am Hafen von S. Vicente beobachtete Renard porphyrische Augite 7—8 mm lang und nur 1 mm breit (Petrol. of oceanic isl. 1889. 17).

Aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen wurden von Clements als charakteristische Augitite beschrieben: Gestein von dem 735 m hohen Berg bei Schönau, am Südrande des Gebirges bei Buchau, bestehend aus Augit, Magnetit und reichlichem braunem Glas mit schwarzen Trichiten; es ist nur eine Modification des

dortigen Leucitbasaltstroms und so würde das braune Glas die Bestandtheile des Leucits und Olivins enthalten. Rednitz bei Duppau, fettglänzend, ein Filz von quergegliederten Augiten und braunem trichitischem Glas mit nicht viel Magnetit. Ziegelhütte zwischen Olleschau und Duppau, apatitführend, reich an wasserklarem Glas. Gang an der Nordwestseite des Hutberges bei Turtsch, mit viel hellem Glas, Augit nicht so reichlich, accessorisch Apatit, Hornblende, Biotit, Haüyn. Thalschluss von Petersdorf nach dem Steinberg (Jahrb. geol. R.-Anst. XL. 1890. 344). — Rosenbusch erwähnt typischen A. aus der böhmischen Basaltformation von der Paschkapole zwischen Velmin und Boreslau (Mass. Gesteine 1887. 821). — Mandelsteinartiger A. (wenige grössere Augite in einer blos aus vorwiegenden langen, z. Th. sternförmig gruppirten Augitsäulchen, wenig Magnetit und bräunlichem globulitenreichem Glas bestehenden Grundmasse) findet sich in dem Tuff von Aitos im östl. Balkan; Toula (Rosiwal) im N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 282.

Mit dem Namen Pyroxenit hatte früher J. Jouyovitch (Note sur les roches éruptives et métamorphiques des Andes, Belgrade 1880) ein Vorkommniss von Cura und Semeu bei Cura in Venezuola bezeichnet, ein feldspathfreies Gestein, welches wesentlich aus Pyroxenmikrolithen und grösseren Augitindividuen besteht, mit accessorischem Chlorit, Strahlsteinsäulchen, welche sich in Nestern zusammenhäufen und etwas Titanit. Der Mangel einer Glasbasis, die Gegenwart der letzteren Gemengtheile, die angeführte Abwesenheit von Magnetit scheinen dafür zu sprechen, dass hier doch ein ganz anderer Gesteinstypus vorliegt. In einer späteren Schrift »Les roches des Cordillères«, Paris 1884, in welcher sich derselbe Autor Zujovics nennt, findet sich dies Gestein auch als Augitit aufgeführt; wie nebenbei bemerkt wird, habe Fouqué Augitit auch bei Barraque in der Gegend von Brioude (Haute-Loire) beobachtet.

Einen eigenthümlichen Gesteinstypus des Augitits (**Ehrwaldit**) erkannte Cathrein in dem sog. Augitporphyr aus dem Jura am Wetterstein bei Ehrwald nächst Leermoos in Tirol. Das Gestein hat eine graugrünlich-schwarze Grundmasse mit inliegenden bis 1—2 cm grossen glänzend schwarzen, im Dünnschliff röthlichen Augiten, kleineren braunen Biotiten, höchstens 1 cm grossen, bräunlich dunkelgrünen Krystallen von grösstentheils zu Bastit zersetztem Bronzit oder Hypersthen, begleitet von fast farblosem Enstatit. Die makroskopische Grundmasse zeigt u. d. M., ausser einer mikrokryptomeren Zwischenklemmungsmasse, ein doleritisch struirtes sehr deutliches Gemenge von viel brauner basaltischer Hornblende, zonar und sanduhrförmig gebildetem Augit (oft mit der Hornblende parallel verwachsen und die Bastitkrystalle umrahmend), von den rhombischen Pyroxenen, Biotit, Apatit und Magnetit. Feldspath fehlt unter den Ausscheidungen und in der Grundmasse, das früher dafür gehaltene grössere Mineral gehört theils Carbonaten, theils Zeolithen an; auch Nephelin oder Olivin sind nicht zugegen. Das Gestein ist daher weder ein Augitporphyr, noch zu den Tescheniten zu stellen, denen es Rosenbusch (Mass. Gest. 1877. 484) anreihen wollte. Ähnlich ist das ebenfalls rhombischen Pyroxen führende, aber sehr hornblendearme Vorkommniss von der Binsalpe oder Engalm in der Achenseegruppe (Verh. geol. R.-Anst. 1890. 1). Übrigens ist das tertiäre Alter weder ausgeschlossen noch verbürgt.

Anhang: Basaltische Obsidiane.

Wie die kieselsäurereicheren Glieder der jüngeren Eruptivgesteine so oft von hyalinen Modificationen begleitet werden, so ist auch eine solche ganz oder fast ganz rein glasige Ausbildungsweise den viel basischeren Gesteinen der grossen Basaltfamilie nicht fremd, wenn sie auch in zusammenhängenden grösseren Massen hier eine weitaus geringere Rolle spielt. Letzteres hängt vermuthlich mit der längeren Abkühlungsdauer dieser basischen Magmen uud mit ihrer grösseren Tendenz, in krystallinische Verbindungen zu zerfallen, zusammen. Von den unmittelbar an Feldspathbasalte geknüpften Glasausbildungen, welche als Salbänder und Krusten erscheinen, war bereits Bd. II. 926 die Rede; hier handelt es sich um die mehr selbständig auftretenden kleineu Massen, welche nur zum geringsten Theil kleine Ströme oder Gänge bilden, meist als bombenähnliche oder kugelige Partieen sich finden.

Isolirt auftretende Massen, welche jetzt im Hinblick auf ihr Vorkommen, ihr Alter, ihre chemische und auch mineralogische Zusammensetzung als Glasaèquivalente der Basaltgesteine gelten, wurden früher als eigenthümliche Mineralspecies betrachtet. So hatte Breithaupt die von ihm beschriebenen obsidianähnlichen Massen vom Säsebühl bei Dransfeld als ein neues Mineral mit dem Namen Tachylyt belegt (Kastner's Archiv f. d. gesammte Naturlehre VII. 1826. 112); gewöhnlich glaubt man, dass die Bezeichnung (ταχύς rasch, λυτός gelöst) sich knüpfe an die leichte Zersetzlichkeit durch HCl, und es mag deshalb besonders hervorgehoben werden, dass sie von Breithaupt ertheilt wurde im Hinblick auf die leichte, unter Aufschäumen erfolgende Schmelzbarkeit zu brauner Schlacke oder zu opakem Glas. Gmelin beschrieb 1840 eine äusserlich ähnliche Substanz (wahrscheinlich von Bobenhausen) aus dem Vogelsberg (Poggend. Ann. Bd. 49. S. 233; vgl. auch v. Klipstein im N. Jahrb. f. Min. 1841. 696), und darauf trennte Hausmann (Handb. d. Mineral., zweiter Th. I. 545) im Jahr 1847 das Material von Bobenhausen als ein neues sog. Mineral unter dem Namen Hyalomelan von dem Tachylyt ab, obschon die damaligen Gründe dieser Abtrennung nicht recht klar erscheinen. — Bereits in der ersten Auflage dieses Buches (1866. II. 304) wurden Tachylyt und Hyalomelan als »glasartige Basalte« bezeichnet.

Nachdem nun inzwischen noch etliche andere ähnliche Vorkommnisse bekannt und untersucht worden waren, schlug Rosenbusch (N. Jahrb. f. Min. 1872. 147) vor, nur diejenigen Substanzen, welche wie die von Dransfeld, Alsfeld, Bobenhausen, Monte Glosso, durch HCl mehr oder weniger leicht und vollkommen gelöst werden, als Tachylyte zu bezeichnen (wobei also dem Namen Tachylyt eine andere als seine ursprüngliche Bedeutung zugesprochen wurde); für weitere hierher gehörige Massen, wie für den ebenfalls sog. Tachylyt von der Sababurg, den sog. schlackigen oder dichten Augit von Ostheim, welche sich gegen HCl absolut unlöslich verhielten, proponirte er, den Hausmann'schen Namen Hyalomelan zu benutzen, was in sofern nicht gerechtfertigt war, als gerade Hausmann's Hyalomelan, nämlich das Vorkommniss von Bobenhausen, zu den in HCl löslichen gehörte.

Später (Mass. Gest. 1877. 445) hat aber Rosenbusch es als fraglich hingestellt, ob es rathsam sein dürfte, auf das Verhalten gegen Säuren ein so grosses Gewicht zu legen, dass man diese Substanzen darnach classificire, und er zog vor, dieselben, indem zunächst die Zugehörigkeit zu den Basalten, resp. basaltischen Laven betont wird, als glasige Basalte oder Basaltvitrophyre zu bezeichnen, innerhalb deren

eventuell nach dem chemischen Verhalten in Tachylyt und Hyalomelan weiter gegliedert werden könnte. Auch Penck war mit Recht geneigt, den Löslichkeitsgegensätzen wenig Gewicht beizulegen (Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 521), und Judd und Cole haben in sehr ausführlicher und einleuchtender Weise gezeigt, dass »the supposed distinction between tachylyte and hyalomelane, founded on their behaviour with acids, altogether fails in practice as a means of discrimination between the different varieties« (Quart. journ. geol. soc. 1883. 461).

Was nun den Namen für diese Gruppe anbetrifft, so ist in der That die Bezeichnung »Basaltvitrophyr« um deswillen ganz ungeeignet, weil gerade diese Gläser am allerwenigsten einen durch makroskopische Ausscheidungen porphyrischen Charakter an sich tragen und auch im eigenen Sinne von Rosenbusch hier zwei Generationen desselben Gemengtheils nicht vorzukommen pflegen. In der 2. Aufl. der Mass. Gest. 1887. 739 werden daher die hierher gehörigen Vorkommnisse unter dem anderen Namen Hyalobasalt aufgeführt. Judd und Cole sprechen sich für die Bezeichnung »Basaltglas« aus, wogegen Cohen, der das massenhafte Vorkommen dieser ganz hyalinen Basaltmodification auf Hawaii nachwies, dem Namen »Basaltobsidian, resp. Basaltbimsstein« den Vorzug gibt (N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 57), welchem sich auch Roth (Geol. II. 365) zuzuwenden scheint. Der Name »basaltischer Obsidian« findet sich schon in der 1. Auflage dieses Buches (1866. II. 303). Die hierher gehörigen Gesteine sind thatsächlich nichts anderes für die Basalte, als was ein Theil der »Obsidiane« für den Rhyolith, ein anderer Theil derselben für den Trachyt, ein dritter für den Andesit u. s. w. darstellt.

Ist es möglich, auf Grund des geologischen Verbandes, der chemischen Zusammensetzung oder der Natur der Ausscheidungen irgend ein Vorkommniss einer besonderen Gruppe der »Basalte« zuzuweisen, so können die Namen Feldspathbasalt-Obsidian, Nephelinbasalt-Obsidian gebraucht werden. Übrigens ist es nicht ausgeschlossen, dass ein Theil solcher basischen Gläser die Obsidianform eines Basanits oder eines überhaupt feldspathfreien Gemenges, wie Nephelinit, darstellt. In dem Fehlen des Olivins unter den Ausscheidungen schon einen Hinweis darauf zu sehen, dass auch bei normaler Erstarrung die Masse olivinfrei ausgefallen sein würde (Tephrit, Nephelinit), dürfte nicht stets berechtigt sein. Ebenfalls darf man aus der Abwesenheit des Nephelins nicht darauf schliessen, dass der zugehörige Basalt nephelinfrei geworden wäre, denn es kann die unter langsamerer Festwerdung sonst etwa zur Ausscheidung gekommene Nephelinsubstanz hier chemisch in dem Glas stecken. Sehr lehrreich sind für diese Erwägungen die Beobachtungen Streng's an den Strom-Feldspathbasalten der Gegend von Giessen. In den älteren Strömen eigentlichen Basalts (43—44 % SiO_2) krystallisirte neben Olivin zuerst Augit automorph aus, später erst der meist xenomorphe Plagioklas, und so enthalten denn die glasig erstarrten Stromoberflächen in dem vorwaltenden Glas nur Olivin- und Augitkrystalle, da sie fest wurden, bevor die Plagioklase Form gewinnen konnten. In den jüngeren Strömen von hellerem, deutlich körnigem Anamesit und Dolerit (50—53 % SiO_2) dagegen ist neben dem Olivin der Plagioklas zuerst und auto-

morph erstarrt, der Augit erst später und xenomorph, und so kommt es, dass in ihrer Glasoberfläche in dem vorwaltenden Glas nur Olivin und Plagioklaskrystalle sichtbar sind, da sich hier die Erstarrung vor dem Anfang der Augitausscheidung zutrug (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. zu Darmst. u. d. mittelrhein. geol. Ver. IV. Folge, 11. Heft, 1890. 28).

Bei dem grossen Wechsel in der Ausbildung wird am zweckmässigsten auf die speciellen Angaben über die einzelnen Vorkommnisse verwiesen. Unter den Ausscheidungen kehren hier in erster Linie Plagioklas, Augit, Olivin und Eisenerz wieder, von denen aber manchmal einer oder zwei fehlen; ja es kann vorkommen, dass lediglich Olivin ausgeschieden ist. Individuen von Nephelin sind jedenfalls höchst selten. Sehr verbreitet ist die Neigung zu skelettartigen Wachsthumsformen, namentlich bei dem Olivin und Augit, zu gestrickten Gestalten bei dem Magnetit. Der Plagioklas bildet bald etwas kräftigere gestreifte Individuen, daneben auch ganz dünne Täfelchen nach dem Brachypinakoid, welche, wenn sie letzteres zukehren, einen rhombischen oder sechsseitigen Umriss besitzen, ferner dünne Leisten, welche zu ganz zarten, nach der Kante *PM* gestreckten Fasern herabsinken. Dünne Mikrolithen sitzen oft bartförmig oder pinselähnlich an den Enden etwas grösserer longitudinaler Krystalle. Die grösseren Individuen zeigen häufig in dem Inneren auffallend grosse Glaseinschlüsse. Globulitenanhäufungen in manchfacher Form, glasgetränkte Zusammenballungen zarter sphaerolithischer Fasern von regelmässiger oder ganz unregelmässiger Anordnung (Titaneisen?) kommen manchmal vor. — Immerhin wird man für diese basaltischen Obsidiane auch äusserlich einen evidenten Glascharakter fordern müssen, um eine Auseinanderhaltung von blos relativ glasreichen Basalten zu ermöglichen. Andererseits dürfen selbstverständlich zu dunklem Glas eingeschmolzene fremde Fragmente, z. B. von Sandstein, nicht mit dem Basaltglas selbst verwechselt werden (vgl. S. 40).

I. »Hyalomelan« von der Sababurg im Reinhardswalde, Möhl, N. Jahrb. f. Min. 1874. 906; hält noch 0,04 P_2O_5, geringe Spur Cl (sp. G. 2,757).

II. »Hyalomelan« von Ostheim in der Wetterau. Lemberg, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 570 (sp. G. nach Gmelin 2,704).

III. »Tachylyt« vom Säsebühl bei Dransfeld. Schnedermann, Stud. Göttinger Ver. bergmänn. Freunde V. 1842. 100 (sp. G. nach Hausmann 2,579).

IV. »Tachylyt« vom Säsebühl. Möhl, N. Jahrb. f. Min. 1874. 906 (sp. G. 2,578).

V. Blasiger Basaltobsidian vom Kilauea auf Hawaii, Lava von 1843. Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 41 (sp. G. 2,69).

VI. Haarförmiger Basaltbimsstein, sog. Pélé's Haar, vom Kilauea auf Hawaii. Cohen, ebendas. (sp. G. 2,66).

VII. »Tachylyt« von Bobenhausen im Vogelsberg, C. G. Gmelin, Poggendorff's Annalen Bd. 49. 1840. 333.

VIII. »Tachylyt« von Bobenhausen. Möhl a. a. O.; hält noch 0,05 P_2O_5 (sp. G. 2,686).

IX. »Tachylyt« von Gethürms, Lemberg a. a. O.

X. Tachylytähnliches Basaltglas mit Plagioklas, Augit, Olivin, Erz, wedel- und federförmigen Mikrolithen-Aggregaten; kalte Salzsäure extrahirt nach 24 Stunden 34%; Vulkaninsel, 1891 bei Pantelleria entstanden. Foerstner, Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 510.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO_2	54,93	54,28	55,74	54,14	51,41	50,82	50,22	51,08	45,73	44,64
TiO_2	0,28	—	—	0,88	2,61	—	—	1,24	—	5,86
Al_2O_3	19,36	14,83	12,40	13,12	12,92	9,14	17,84	16,38	20,15	12,74
Fe_2O_3	6,48	14,73	13,06	7,20	2,87	7,33	—	4,27	12,46	4,21
FeO	3,68	—		4,72	9,29	7,03	10,27	7,33	—	11,17
MnO	0,06	—	0,19	Spur	0,16	0,38	0,40	0,31	—	0,20
CaO	6,27	7,02	7,28	7,34	11,46	11,63	8,25	8,12	8,67	10,12
MgO	2,16	3,65	5,92	5,94	5,45	7,22	3,37	2,07	3,59	5,82
K_2O	0,73	1,27	0,60	0,57	0,70	1,02	3,87	3,63	4,11	1,41
Na_2O	3,14	4,22	3,88	3,82	2,92	3,06	5,18	6,12	5,74	4,31
H_2O	2,16	—	2,73	2,78	0,32	1,74	0.50	0,78	0,12	0,51
	99,29	100,00	101,80	100,51	100,11	99,37	99,90	101,33	100,57	100,99

I, II und III stehen chemisch recht befriedigend Feldspathbasalten, namentlich manchen Doleriten nahe. Der Dolerit der Sababurg führt, ganz entsprechend I, z. B. 54,62 SiO_2, 7,23 CaO, 2,08 MgO, 1,35 K_2O, 4,23 Na_2O. Für V und VI erwähnt auch Cohen die grosse chemische Ähnlichkeit mit Anamesiten des unteren Mainthals, mit dem Dolerit der Löwenburg. VII, VIII und IX zeichnen sich durch eine hohe Summe der Alkalien (ca. 9 %) aus, mehr noch durch einen grossen Gehalt an K_2O als an Na_2O; sie sind auch ärmer an MgO, als es Feldspathbasalten znkommt; für den Tachylyt von Bobenhausen ergab eine Analyse von Lagorio (mit nur 43,65 SiO_2) gar 6,48 K_2O und 5,43 Na_2O. X ist überaus reich an TiO_2. Im Allgemeinen ist bei diesen Gläsern der Wassergehalt nicht eben hoch, der durchschnittliche eines sog. Pechsteins wird kaum je erreicht.

Säsebühl bei Dransfeld zwischen Göttingen und Münden (»Tachylyt«); »auf Absonderungen des Basaltes, mit dem er wie verschmolzen erscheint, begleitet von Bol, der ihn überzieht, seine Risse erfüllt, auch wohl lagenweis mit ihm abwechselt; glasig, schwarz, magnetisch« (Hausmann, Mineral. I. 1847. 547). U. d. M. lichtbraunes, oft etwas poröses Glas mit grossen, oft corrodirten Olivinen, auch fluidalen Plagioklasleisten, mikrolithischen kleinen Stacheln und Sternchen (vielleicht Skelette von Feldspath und Augit). Um die Mikrolithen ist die Glasbasis entfärbt. Wird von kochender HCl zersetzt (Schnedermann, Stud. d. Gött. Ver. bergm. Freunde V. 190; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1844. 70; Rosenbusch, Mikr. Phys. Min. 1873. 138; Möhl, Gesteine der Sababurg, Cassel 1871; Rinne, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1892. 73).

Sababurg im Reinhardswald, 30 km n. von Cassel, braun- und blauschwarzer muschelig brechender, firnissartig glänzender »Hyalomelan«, welcher Knollen im Tuff bildet, neben solchen von glasreichem Basalt. Der begleitendo Basalt ist olivinfreier Feldspathbasalt. Das braune Glas des Hyalomelans ist jedenfalls arm an echt krystallinischen Ausscheidungen. Aggregate von Globulitenhaufen oder von bräunlichen farnwedelähnlichen, büscheligen, faserigen Gebilden sitzen randlich um Plagioklase, doch kommen letztere auch ohne solchen Rand, erstere auch ohne Kern einer Plagioklasleiste vor. Die Beschreibungen gehen im Detail sehr auseinander. Augit und Olivin werden nicht angegeben, nur noch Apatit. Jene Faserbüschel nehmen so überhand, dass Präparate kaum durchscheinend werden mit Ausnahme der wie grelle Schlitze hervortretenden Feldspathschnitte. Gewisse Handstücke zeigen nach Rosenbusch erbsengrosse Concretionen von radialfaserigen Sphaerolithen. Von warmer HCl oder SO_3 gar nicht angreifbar (Rosenbusch, Mikr. Phys. Min. 1873. 135; Möhl, Gest. der Sababurg, Cassel 1871; N. Jahrb. f. Min. 1874. 901). Rinne hebt (a. a. O. 94)

hervor, dass jedenfalls ein Theil des Glases Basaltmasse sei, die nicht durch schnelle Oberflächenabkühlung, sondern in Folge der Gegenwart von Sandsteineinschlüssen hyalin ausgefallen sei (dass aber das Glas hier kein eingeschmolzener Sandstein ist, zeigt die chem. Zusammens. l. S. 94).

Bobenhausen, w. von Ulrichstein im Vogelsberg, tiefbräunlich, bläulich oder grünlichschwarz, stark firnissartig glänzend, Knollen bis zur Grösse einer kleinen Kegelkugel im Basalttuff (nach Möhl in einem zu Basaltlehm zerfallenen Mandelstein); Hausmann's »Hyalomelan«, später auch »Tachylyt« genannt, weil durch Säuren zersetzbar. Im tiefbraunen Glas u. d. M. farnwedelähnliche und ährenförmige Aggregate von winzigsten bräunlichen Globuliten und Keilchen; um diese Gebilde, welche mit der Loupe als dunkle Körnchen, auch linear vereinigt als dunkle Streifchen erblickt werden, findet sich gewöhnlich ein Hof hellerer Glasmasse. Krystallinische Ausscheidungen (vereinzelte Plagioklasleisten, brauner, bisweilen sehr schön sanduhrähnlich gebauter Augit, Olivin, Apatit) treten ganz zurück; Magnetit scheint zu fehlen. Rosenbusch beobachtete auch makroskopische Concretionen von radialfaserigen Sphaerolithen (F. Z., Mikr. Besch. 1873. 434; Vogelsang, Archives néerlandaises 1872. VII. 45; Rosenbusch, Mikr. Phys. Miner. 1873. 138; Möhl, N. Jahrb. f. Min. 1874. 902; Lagorio, Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 492). Mit diesem Tachylyt zusammen finden sich Knollen von nur halbglasigem Basalt.

Gethürms bei Angerod, w. von Alsfeld im n. Vogelsberg, tiefschwarzblaue, ganz glasige faustdicke Knollen in einem basaltischen Verwitterungsproduct, mit Brauneisen zusammen; »Tachylyt« Möhl, »Limburgit« Rosenbusch; mit Säuren gelatinirend; im Schliff feurig-gelbbraunes Glas mit ähnlichen Aggregaten wie in Bobenhausen; Augit reichlicher, bisweilen mit sanduhrähnlichem Bau, Olivin spärlicher, Feldspath scheint nicht vorhanden; Möhl (Gest. der Sababurg S. 24) führt Nephelin an. In der Gegend von Gethürms kommt sowohl Feldspathbasalt als glasreicher Nephelinit vor.

Ostheim in der Wetterau, olivengrünliche oder bräunliche, fett- und glasglänzende Knollen im Basalt, mit einer weissgrauen dünnen Verwitterungsrinde, »Hyalomelan«, früher auch schlackiger Augit genannt; im durchfallenden Licht gelbbraunes bis braunrothes Glas, auffallend homogen, ohne Krystalle und ohne andere Entglasungsproducte, ausgenommen sehr vereinzelte Sphaerolithe; Gasporen nur sehr klein und spärlich; sehr widerstandsfähig gegen heisse HCl oder SO_3, welche dem Glas nur etwas Eisen entziehen; secundär Carbonate. Die weiterhin angegebenen Fundpunkte in der Wetterau, Büdesheim w. von Windecken, und Rüdighain, n.n.ö. von Hanau, sind vielleicht mit Ostheim identisch (Möhl, Gest. d. Sababurg 29).

Im Basalt vom Dolmesberg in Mainzer Eichen o.n.ö. Messel (Hessen-Darmstadt) und namentlich als graulichweiss verwitterte löcherige Knollen im Basaltschutt findet sich tiefschwarzer Hyalomelan, in HCl unlöslich; u. d. M. Glas mit reichlichem Olivin, spärlichen Plagioklasleisten und Magnetit, ohne andere Entglasungsproducte (Rosenbusch, Mikr. Phys. Min. 1873. 136); nach Chelius stammt das von F. Z. in Folge einer in der Krantz'schen Handlung vorgekommenen Etiquettenverwechslung (Basaltgest. 1870. 184) beschriebene Glas »von Mainzereichen« nicht von dort (Blatt Messel, 35).

Ein tachylytartig pechglänzendes Gestein, u. d. M. vorherrschendes Glas mit mikroskopischen Ausscheidungen von Augit und scharf begrenzten Nephelinkrystallen erwähnt Sauer (Sect. Wiesenthal 1884) von der kleinen Kuppe zwischen Kölbl und Spitzberg; es hängt wohl sicher mit den dortigen Nephelinbasaniten zusammen. — Rosenbusch nennt noch (Mikr. Phys. Miner. 1873. 139) einen schon in kalter HCl sehr rasch und vollständig löslichen Tachylyt von Czertochin in Böhmen, ein in

durchfallendem Licht graugrünliches Glas mit parallelen Streifen von winzigen Dampfporen. — Rutley berichtet über Tachylyt von Slievenalargy im n. Irland.

Ein sehr sonderbares, schon 1805 durch Jameson als »Pitchstone« erwähntes Vorkommen findet sich in der Nähe von Eskdalemuir auf der Westseite des Flusses Esk in Dumfriesshire. Ein in seinem sonstigen Verlauf normaler Doleritgang besteht hier aus drei Theilen, indem zunächst an jedem Salband eine 8 Fuss breite Zone dieses gewöhnlichen Dolerits, in der Mitte, scharf dagegen abgegrenzt, eine 16—18 Fuss breite Masse von dunkeleisenschwarzem Glasbasalt erscheint. Der letztere ist in horizontale Säulen abgesondert, welche die Eigenthümlichkeit zeigen, dass sie gewissermassen nur eine kernähnliche Seele von Glasbasalt besitzen, während die äusseren Theile der Säulen sich in einem umgewandelten gelblichgefärbten Zustand befinden, aber doch fester und härter sind, als der Glaskern, weshalb die äusseren matten Partieen aneinandergrenzender Säulen wie ein Rippennetz über die inneren glasigen hervorstehen. Der eigentliche Glasbasalt führt u. d. M. reichliches hellbraunes Glas mit vielen Globuliten, Mikrolithen, Trichiten, schwarzen staubähnlichen Partikelchen, sodann scharfgestreiften Plagioklasen und automorphen Augiten, Magnetit; Olivin fehlt anscheinend. Die Analyse ergab u. a. 58,67 SiO_2, 7,39 CaO, 4,65 MgO, 1,42 K_2O, 3,01 Na_2O. In jenen äusseren Rippen, den Krusten der innerlich glasigen Säulen, verliert sich das glasige Ansehen; u. d. M. gewahrt man zwar dieselben Feldspathe und Augite, indessen zersetzt und letztere mit Viridit erfüllt, viel Brauneisen hat sich gebildet; das Glas aber ist als solches nicht mehr völlig vorhanden, es findet sich durchsetzt von einer Unzahl polarisirender Partikelchen. A. Geikie, von welchem diese Angaben stammen, möchte hierin eine nasse Umwandlung längs der Säulen-Interstitien sehen, wenn nicht gerade die äusseren Säulentheile die resistenteren wären (Proceed. r. physical soc. Edinburgh V. 1880. 219).

Die früher als Perlit oder blauer Pechstein von Marostica (Monte Glosso) bei Bassano im Vicentinischen bezeichnete Masse, welche ausgezeichnete perlitische Zwiebelstructur aufweist, hat sich als ein mit Säuren sehr rasch gelatinirender Tachylyt zu erkennen gegeben, der einzige, welcher diese sonst nur den sehr kieselsäurereichen Gläsern eigene Structur deutlich aufweist (F. Z., Z. geol. Ges. XIX. 1867. 776; vgl. darauf auch Rosenbusch, N. Jahrb. f. Min. 1872. 141). Die mikroskopischen Devitrificationsproducte gleichen ganz denen im Tachylyt von Bobenhausen, ausserdem finden sich noch Augit, Apatit, Sphaerolithe (F. Z., Mikr. Beschaff. 1873. 438).

Venukoff (Wenjukoff) beschrieb vom See Kyry-Nor in der Mongolei ein lebhaft rothes Basaltglas mit mikrolithenumsäumten Feldspathlamellen, Krystallen von Augit, hier und da grösseren Olivinen, ferner zahlreichen Krystallskeletten von scharfer Rhomboëderform oder der Gestalt viereckiger, an den Enden gegabelter Lamellen (Les Roches basaltiques de la Mongolie, St. Pétersbourg 1888. 72). — In der Bergkette Sichota-Alin zwischen dem Quellgebiet des Icl-Duga und dem des Ma-Duga im Ussurigebiet kommt nach Wenjukoff ein pechglänzender einigermassen dem Hyalomelan von der Sababurg ähnelnder schwarzer »Sphaerolith-Tachylyt« vor. Die Sphaerolithe, bis 5 mm gross, haben einen radialstrahligen, z. Th. dunkeln (z. Th. magnetitreichen) Kern und, scharf davon absetzend, eine hellere Randzone; Kern und Zone zeigen ein deutliches Interferenzkreuz. Aus der Analyse der Sphaerolithe und ihrem sp. G. 2,78—2,89 glaubt Wenjukoff dieselben als ein Gemenge von Labradorit, Augit, Olivin und Magnetit betrachten zu können (wobei dann aber jenes optische Verhalten durchaus unerklärlich wäre). Ausser den Sphaerolithen enthält das sonst von allen krystallinen Ausscheidungen ganz freie Glas noch sehr kleine andere Kügelchen und Globuliten (Bull. soc. Belge de géol., pal. etc. I. 1887. 165).

Auf der Insel Réunion fand Vélain kleine Lavaströme von »Hyalomelan« am Piton de la Fournaise aus d. J. 1874. Das Glas (56,20 % SiO_2, wasserfrei, mit sp. G. 2,44, von Säuren unangreifbar) ist frei von makroskopischen Ausscheidungen, wird u. d. M. braungelblich durchsichtig und zeigt da langgezogene Poren, Longuliten, Trichiten und Plagioklaskryställchen, die nach ihrer Auslöschung Anorthit wären; Augit und Olivin fehlen. Dieselbe Eruption von 1874 hat auch einen in Glasfäden ausgezogenen Hyalomelan (Hyalomelane étirée) geliefert (Descr. géol. de la presqu'île d'Aden etc. 1878. 112. 120).

Hyland beschrieb als Basaltobsidian pechschwarze, firnissähnlich glänzende Glasknollen, ziemlich reich an elliptischen grossen Blasenräumen, ohne jede makroskopische Ausscheidung, vom Aschenfelde an der S.O.-Seite des Kibo (Kilimandscharo); auch u. d. M. nur sehr spärliche Ausscheidungen: blos Olivin, Apatit und Magnetit; Augite sowie ein farbloses Silicat fehlen in dem bräunlichen Glas, welches Trichite und helle Mikrolithen (vielleicht von Olivin) enthält; SiO_2 51,85 %; HCl löst 17,3 % des Glases nach fünfstündigem Kochen (Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 216).

Am Royal Sound auf den Kerguelen-Inseln findet sich ein grünes blasenreiches, oft bimssteinartiges basaltisches Glas, theilweise in Palagonit zersetzt, mit ausgeschiedenen Magnetiten, Augiten, Hornblenden (Renard, Petrol. of ocean. isl. 1889. 128).

Ausgezeichnete basische Basaltgläser, auch massenhaft als Ströme entwickelt, lehrte Cohen von Hawaii kennen; sie sind schwarz und pechglänzend, bisweilen compact, doch meist mit starker Neigung zur blasigen Structur, die sich bis zur Ausbildung echter schaumiger Bimssteine steigert. Die rundlichen Blasenräume beschränken sich gewöhnlich auf die makroskopisch sichtbaren. Je blasiger oder schaumiger die Structur, desto spärlicher ist im Allgemeinen jegliche Ausscheidung. Als grössere der letzteren erscheinen u. d. M. in dem ziemlich lichten gelben Glas Olivine (mit sehr reichlichen, oft in die Olivinform gepressten Glaseinschlüssen), Plagioklase und Augite; um diese grösseren Krystalle sind oft dunkelbraune Faserbüschel angeschossen. Ferner liegen im Glas an beiden Enden gegabelte Stäbchen mit Ansätzen winziger Härchen, äusserst dünne rhombische Täfelchen, deren Feldspathnatur zweifelhaft ist, auch dunklere concretionäre Gebilde mit lichterer Randzone, welche ein Interferenzkreuz liefert, deshalb faserig ist. Opake Erze fehlen ganz. Die Analysen ergeben 50,7—53,8 SiO_2, 2—2,5 TiO_2, 9,14—13,48 Al_2O_3, 11,5—14 Eisenoxyde, 10—11,5 CaO, 6—9,5 MgO, 2,8—3,3 Na_2O, 0,5—1 K_2O, 0,3—1,74 H_2O, also ein chemisches Aequivalent der Feldspathbasalte; sp. G. 2,66—2,75. Dadurch wird auch die Unrichtigkeit der curiosen Zahlen älterer Analysen dargethan, von denen z. B. zwei keine Al_2O_3, eine 13 % MnO_2, eine 18,16 und eine andere gar keine MgO, eine 21,6 Na_2O, eine andere gar keine Alkalien aufwiesen. Bei den wohl als Lapilli ausgeworfenen Bimssteinen beträgt die Dicke der die Poren trennenden Glashaut meist nur wenige Tausendstel mm. Vereinzelte grössere Körner von Olivin und Augit werden von der Glashaut umspannt, als wären es fremdartige Einschlüsse. Das sog. Pélé's Haar (Pélé, die Schutzgöttin von Hawaii) ist ein haarförmiger Basaltbimsstein, ähnlich der künstlichen Schlackenwolle, entstanden, indem Gase und Dämpfe durch flüssige Lava gepresst, oder nach Brigham's Ansicht, indem Tropfen von Lava-Fontainen durch den Wind in Fäden ausgezogen wurden. Die feinen Fäden, z. Th. flach gedrückte Cylinder, sinken in ihrem Durchmesser auf 0,01 mm herab, können 1 m lang werden und sind so elastisch, dass die Vögel sie zum Nesterbau verwenden. Stellenweise sind sie innen hohl; wo viele kleine Gasporen beisammen liegen, findet oft eine knotige Anschwellung statt. Die zarten Fäden laufen häufig von manchfach gekrümmten Glasthränen aus (Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 29; vgl. auch Krukenberg, Mikrographie d. Glasbasalte v. Hawaii,

Tübingen 1877; J. E. Dana, Amer. journ. sc. XXVII. 1889. 450; Silvestri, Boll. com. geol. d'Italia XIX. 1888. 128. 168).

Von der Insel Futuna des Tonga-Archipels berichtet Wichmann über einen »Hyalomelan«, welcher schmale Gänge im Korallenkalk bildet, daneben auch eine Breccie: braunes Glas mit Ausscheidungen von Plagioklas und Olivin (kein Augit, auch fehlen Mikrolithen und Poren); um die letzteren dunkle concretionäre Ansätze, wie bei Bobenhausen (Journal des Museums Godeffroy Heft 14, 1878. 217). — Als »glasigen Haüynbasalt oder Haüyntachylyt« beschreibt Möhl (N. Jahrb. f. Min. 1875. 719) ein »von den Südseeinseln« stammendes Gestein, tiefbläulichschwarz, etwas harzglänzend: in licht kaffeebraunem Glas u. d. M. zahlreiche scharfe blaue Haüyne, Augite (auch viele Mikrolithen bildend), blos grössere Hornblenden, Apatit und Titaneisen. Olivin fehlt.

Contactwirkungen der Basalte und Trachyte.

Die Contactwirkungen von Seiten der neovulkanischen basaltischen und trachytischen Gesteine sind einander im Allgemeinen so ähnlich, dass sie nicht füglich anders als gemeinschaftlich besprochen werden können, wozu sich erst an dieser Stelle, am Schluss der Darstellung über die Glieder der grossen Basaltfamilie Gelegenheit findet.

a) Durch basaltische Gesteine.

Wenn auch, wie es desgleichen bei früher besprochenen Eruptivgesteinen der Fall, an den basaltischen Gesteinen oft gar keine Veränderungen des Nebengesteins beobachtet werden, so sind doch auf der anderen Seite sehr zahlreich die auf diesem Gebiet gesammelten Beispiele von Contactmetamorphosen, und zwar solcher, welche nur der Wirkung grosser Hitze zugeschrieben werden können; ja bei keiner Gesteinsfamilie liegen derartige Fälle kaustischer Einwirkung in solcher Fülle vor, wie gerade bei den Basalten, wobei es keinen Unterschied zu bedingen scheint, ob dieselbe von einem Feldspathbasalt, Nephelin- u. s. w. -basalt, von einem Basanit oder Tephrit, von einem Nephelinit u. s. w. ausgeht. In grosser Reichhaltigkeit ist die ältere Literatur vereinigt in dem noch immer höchst schätzbaren Werk C. v. Leonhard's »Die Basaltgebilde und ihre Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. Stuttgart 1832«. Sehr ausführlich sind auch diese Verhältnisse behandelt in der für die damalige Kenntniss der Contacterscheinungen äusserst wichtigen Abhandlung von Delesse in Annales des mines (5) XII. 1857. 89. — Die an den Basalt angrenzenden thonigen Sandsteine oder die vom Basalt umschlossenen Fragmente derselben sind häufig verhärtet, gefrittet, verglast, auch mit einer prismatischen Absonderung versehen, gerade wie sie in Gestellsteinen der Hochöfen sich entwickelt,

welche langandauernder Erhitzung ausgesetzt waren. Thonschiefer, Schieferthone, Thone, Mergel wurden im Contact mit dem Basalt in sog. Basaltjaspis oder Porzellanjaspis umgewandelt. Krystallinische Gesteine, wie Granite haben bisweilen sehr auffallende Veränderung, sogar theilweise Schmelzung erfahren; Steinkohlen und Braunkohlen haben ihr Bitumen eingebüsst, sind spröde und klingend, metallisch glänzend geworden, erscheinen oftmals säulenförmig zerklüftet und überhaupt auf eine Weise verändert, dass sie meist künstlich erzeugten Cokes überaus ähnlich sehen. Einige Beispiele dieser Vorgänge sind im folgenden gegeben, verbunden mit einer möglichst kurzen Darlegung der erkannten specielleren Erscheinungen bei den stattgehabten substantiellen Veränderungen.

Veränderungen an Sandsteinen.

So zeigen die Gesteine der Buntsandsteinformation am Alpstein bei Sontra, am Wildenstein bei Büdingen, an der blauen Kuppe bei Eschwege, an der Stopfelskuppe bei Eisenach, am Steinberg bei Suhl die erwähnten Erscheinungen; die Sandsteine sind vielfach graulichweiss oder bläulichgrau und schwärzlichgrau gestreift, oder mit Flecken einer dunkeln firnissähnlichen Substanz versehen, stellenweise voller Blasenräume, emailartig glänzend. Die prismatischen Säulen erlangen am Wildenstein selbst über 7 Fuss Länge bei nur 1 Zoll Dicke. Bei Dunbar in Schottland ist nach Macculloch der zu einer dichten jaspisähnlichen Masse alterirte rothe Sandstein auf die weite Erstreckung von über 15 F. in Säulen von 2 F. abgesondert. Am Quadersandstein sind ähnliche Frittungen und prismatische Absonderungen zu beobachten, z. B. bei Johnsdorf unweit Zittau (die sog. Orgelpfeifen) und am Schöberle bei Kreibitz (vgl. auch Hoernes über ähnliche schöne Vorkommnisse von Kriesdorf bei Reichenberg in Böhmen in Verh. geol. R.-Anst. 1874. 401 und Wurm ebendas. 1881. 230). — Bei den sog. verglasten Sandsteinen handelt es sich in erster Linie um eine Zerberstung der Quarzkörner sowie um eine Einschmelzung des thonig-mergeligen Bindemittels zu Glas unter gleichzeitiger Ausscheidung neuproducirter Mineralien (Spinell, Cordierit, Tridymit, Augit).

Die dunkle firnissähnliche glasige Substanz in diesen verglasten Sandsteinen (Buchiten) tritt besser im Dünnschliff u. d. M. als im Handstück hervor. Die Zwischenräume zwischen den eckigen und rundlichen farblosen Quarzkörnern dieser Sandsteine, welche vielfach von Sprüngen durchzogen werden, sind erfüllt mit einer bräunlichen dunkleren oder lichteren (auch wohl grünlichen oder stellenweise fast farblosen), echt glasigen Materie von einfacher Lichtbrechung. Diese amorphe Substanz pflegt indessen kein reines Glas zu sein, sondern es haben darin verschiedene mikroskopische krystallinische Ausscheidungen stattgefunden. Wohl am häufigsten sind (und zwar in dem lichteren Glas bedeutend reichlicher als in den dunkelbraunen Glasflecken) kleine fast farblose Kryställchen, welche nach ihrer Lage bald ein kurzes Rechteck (nicht über 0,06 mm lang), bald ein Quadrat, bald ein Sechseck darstellen und mit grösster Wahrscheinlichkeit dem Cordierit angehören, da die grösseren ihren schwachen Pleochroismus (blassgelb und bläulich) durch Glühen erhöhen, die Längsaxe der Rechtecke die Axe der grössten optischen Elasticität

ist, und an den Querschnitten die Drillingsbildung mit einer Theilung in sechs Felder bisweilen sehr deutlich hervortritt (Bauer hält, weil die Analyse eines verglasten Sandsteins vom Stempel 2,36 % P_2O_5 ergab, hier solche Kryställchen für Apatit, womit aber weder die kurzgedrungene Form noch die schwache Lichtbrechung der Querschnitte übereinstimmt). Besonders gross sind diese Cordierite in dem Sandstein des Basalts vom Steinberg bei Breuna im Habichtswald. — Ausserdem beobachtet man Gruppen von sehr kleinen aber höchst scharfen bräunlichgrünen Spinell-Oktaëderchen, oder vereinzelte Individuen. Die fast farblosen Glaspartieen enthalten gern viele dünne und lange belonitische Nädelchen, meist an den Enden pfriemenähnlich in Spitzen ausgezogen, hier vereinzelt, dort zu Haufen oder Strängen zusammengedrängt, zu flockenartigen Büscheln, Fächern, Sternen aggregirt, dort in solcher Menge und so dichtem Gewebe ausgeschieden, dass anstatt des Glases eine verworren-faserige Masse erscheint. Die dunkloren Glasflecken dagegen beherbergen vorwiegend ein anderes Entglasungsproduct, lange grünliche oft schilfig gestreifte Säulen und Nadeln, meist durch Quersprünge in Glieder getheilt und häufig an den Enden gabelartig dichotom, einander zu zierlichen sternförmigen Gruppen durchwachsend. Die letzteren gehören aller Wahrscheinlichkeit nach dem Pyroxen an, und zwar auf Grund der oft zu beobachtenden allemal geraden Auslöschung in manchen Vorkommnissen, einem rhombischen, wie dies auch Rinne hervorhebt. Lemberg führt an, nach der Behandlung mit HFl zurückbleibende spärliche Rutilkrystalle erhalten zu haben. v. Chrustschoff erwähnt eine »körnige — man möchte sagen — felsitische Entglasung« der Masse zwischen den Quarzen; es ist wohl dieselbe Masse, welche Bauer, der sie von braunen Glasäderchen durchzogen fand, richtiger deutet als das nicht völlig geschmolzene, sondern nur zu einer porzellanähnlichen Substanz zusammengefrittete Sandsteincäment. Dass die Glasmasse zwischen den Quarzkörnern des Sandsteins in Bewegung gewesen sein muss, erweisen manchmal offenkundig die schönen Fluctuationserscheinungen der aus den Mikrolithen, namentlich den farblosen, gebildeten Stränge. Auch kommen wohl noch schwarze fadenförmige trichitenähnliche Gebilde vor, welche meist um ein schwarzes Körnchen wie Spinnenbeine herumsitzen. Auffallend ist die grosse Menge von leeren rundlichen oder eiförmigen dunkelumrandeten Poren, welche in dem Glas enthalten und vielleicht durch die aus dem Sandstein ausgetriebene Feuchtigkeit entstanden sind. — Wo das Glas auf schmalen Spältchen etwas in ein Korn von Quarz hineingedrungen ist, kann es mitunter den Anschein gewinnen, als ob der letztere (secundäre) Glaseinschlüsse beherberge. Am Stempel bei Marburg liegen in der bräunlichen oder fast farblosen Glasmasse bisweilen isolirte, rundliche und scharf abgegrenzte tropfenähnliche Partieen einer anderen, dunkel- oder hellgelben Glasvarietät eingeschlossen, welche Bauer im Gegensatz zu dem ersteren Glas als durch HCl vollkommen zersetzbar befand. — In den Sprüngen abgerundeter Quarzkörner der verglasten Sandsteine vom Otzberg bei Hering unfern Darmstadt und vom Calvarienberg fand Möhl zierliche Tridymitaggregate; ebenso bestehen nach ihm die höchst dünnen weissen Verwitterungshäute der Sandsteinprismen aus amorpher Kieselsäuresubstanz mit inliegenden schönsten Tridymitblättchen. Neben dem Quarz finden sich wohl auch trübe Feldspathkörner erhalten. — In einem eingeschmolzenen Sandsteineinschluss von der Sababurg gewahrte Rinne das farblose Glas perlitisch abgesondert, wobei die kleineren Kügelchen ein breites Interferenzkreuz mit optisch positiven Radien ergeben.

Was die Entstehung des Glases innerhalb des Sandsteins anbelangt, so ist es nicht wahrscheinlich, dass hier der homogene Basaltfluss zwischen die Quarzkörner des angrenzenden oder eingeschlossenen Sandsteins eingedrungen oder förmlich davon aufgesogen worden sei. Abgesehen davon, dass dabei ein enorm hoher Druck und

ein unglaublicher Grad von Dünnflüssigkeit nothwendig gewesen wäre, stimmt das Glas bezüglich der darin enthaltenen mikroskopischen Ausscheidungsproducte weder mit dem Tachylyt noch mit dem hyalinen Grundteig der Basalte so recht überein; kochende HCl vermochte, selbst lange Zeit einwirkend, an dem gepulverten glasführenden Sandstein keinerlei Bildung von Kieselsäuregallert hervorzurufen. Demzufolge ist es viel wahrscheinlicher, dass das Glas entstanden sei durch die Schmelzung der eisen- und kalkhaltigen Thontheilchen innerhalb des einer grossen Hitze ausgesetzt gewesenen mergeligen Sandsteins, dessen Quarzkörner dabei bis auf die erhaltenen Sprünge unversehrt geblieben sind. Auf den Fugen zwischen den prismatischen Säulen dieser Sandsteine mag ab und zu das geschmolzene Basaltmagma injicirt worden sein.

Eine grosse Anzahl von Analysen verglaster Sandsteine und deren Zersetzungsproducte führt Lemberg an, welcher dabei die eigenthümliche Ansicht vertritt, dass »das Auftreten von Glas kein zwingender Beweis für pyrogene Bildung« sei. Der von ihm in den »Buchiten« nachgewiesene Wassergehalt von unter 4 % darf nicht befremden, denn wenn das thonige Bindemittel der Sandsteine zum Einschmelzen gelangt, so kann das entstehende Glas kaum anders als etwas wasserhaltig ausfallen; ein Theil des Wassers wird aber wohl auch als secundär aufgenommen gelten müssen. Küster fand in dem sog. Basaltjaspis vom Stempel 4,08 % Glühverlust.

Solche verglaste Sandsteine erscheinen ausgezeichnet bei Oberellenbach unweit Rothenburg in Niederhessen, am Otzberg, s.ö. von Darmstadt, ferner nach Möhl am Wildenstein bei Büdingen, Stoppelsberg bei Hünfeld, Schwarzbiegel (n.w. Habichtswald), Steinberg bei Breuna, Baunsberg bei Cassel, Calvarienberg bei Fulda, im Weissholz bei Lütgeneder. Förmlich vollgepfropft mit grossen Einschlüssen von prismatisch abgesondertem, gefrittetem, fein- und grobkörnigem Buntsandstein ist nach Sandberger ein etwa 26 m breiter Basaltgang im Buntsandstein des Sinnthales in der Gegend von Brückenau.

Über verglaste Sandsteine vergleiche:

v. Dechen (Roderberg, Eifel), Geogn. Führer in d. Siebengebirge 1861. 396; G. Führ. Vulkanreihe d. Vordereifel 1886. 47. 72. 176. 192; Sitzgsber. niederrh. Ges. zu Bonn 1878. 145.

F. Zirkel, N. Jahrb. f. Min. 1872. 7 und 1891. I. 109.

Möhl, Verh. geol. R.-Anst. 1871. 259. Tageblatt d. Naturforscher-Versammlung zu Rostock 1871. 96. — XIV. Bericht d. Offenb. Ver. f. Naturk. S. 51. — N. Jahrb. f. Min. 1874. 644. 799; ebendas. 1873. 609.

Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1872. 302.

v. Chrustschoff (Strieth bei Aschaffenburg u. a. O.), Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 488; (Rossberg bei Darmstadt) VII. 1886. 302.

H. Fischer, N. Jahrb. f. Min. 1865. 717. — Verh. geol. R.-Anst. 1872. 43; vgl. auch F. Zirkel, ebendas. 1872. 92.

Rinne (Steinberg bei Breuna, Habichtswald), Sitzgsber. Berliner Akad. 1889. 1023; (Blaue Kuppe), Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1892. 89.

Hussak (Ottendorf), Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 530; vgl. auch Scharizer im Jahrb. geol. R.-Anst. 1882. 494.

Chelius (Otzberg bei Darmstadt), Erläuterungen zu Blatt Messel 1886. 35. 39; Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt, 1887. 32. IV. Folge, Heft 8.

H. Lenk, Zur geolog. Kenntniss der südl. Rhön. Würzburg 1887. 102.

Lemberg (Analysen), Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 563.

Delesse, grüner vergl. Sandstein von der Stopfelskuppe, Ann. des mines (5) XII. 1857. 280.

Max Bauer (Stempel bei Marburg), N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 236.

Etwas abweichend scheinen die von Bleibtreu beschriebenen Sandsteineinschlüsse aus dem B. des Finkenbergs bei Bonn zu sein, in deren Schmelzsäumen Eisenglanz (oder Titaneisen) so massenhaft auftritt, dass dieselben dadurch eine tiefschwarze Farbe erhalten. An einigen dieser Sandstein- (und Basaltjaspis-) Einschlüsse erkennt man in den peripherischen Schmelzsäumen drei wohl zu unterscheidende Zonen: der Basaltgrenze zunächst verläuft ein Saum, in welchem grüne, hierauf beschränkte Augite bedeutend vorherrschen, daran folgt eine Zone mit vorwaltendem Eisenglanz (oder Titaneisen), darauf eine solche, in welcher sich ausgedehnte Nester von grossen Feldspathkrystallen befinden (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 493).

Verglaste und rissig gewordene Sandsteinbrocken des Devons liegen, z. Th. mit anhaftenden Schlacken bedeckt, z. Th. fast lose in den Laven und Schlacken des Roderbergs bei Mehlem (wo zufolge v. Dechen die aus einer Geröllablagerung stammenden Geschiebe zerborsten und die isolirten Stücke z. Th. durch den Glasüberzug wieder verkittet sind), des Leilenkopfs bei Brohl, der Eifel (Boos, Wehrbusch bei Dann, wo sich in dem grünen Glasüberzug sphaerolithähnliche Sterne ausgeschieden haben, der Buchholzer Eck bei Strohn, Mosenberg, Papenkaule, Deulkaul bei Trittscheid, Weberlei bei Üdersdorf, Weisslei bei Hohenfels, Römersberg bei Gillenfeld, Willersberg bei Lissingen, Goldberg bei Ormont). Die daneben vorkommenden Schieferbrocken ermangeln im Gegensatz dazu fast immer der Verglasung. J. Lehmann beobachtete in der gelblichen, einige grössere Hohlräume aufweisenden Verglasungsrinde eines ziemlich feinkörnigen Grauwackesandsteins aus den Schlacken der Hannebacher Ley als Neubildung Tridymit, Magnetit-Oktaëder, Eisenglanz, Mikrolithen und Trichiten; an der Wandung grösserer Hohlräume sitzt bisweilen ein Quarzkryställchen; die Masse der den Sandstein durchziehenden Quarzgänge ist nicht nur gefrittet, sondern auch an der Peripherie und auf Spalten geschmolzen, wobei aus der kieselsäurereichen Glasmasse neben vorwiegenden Quarzkrystallen auch untergeordnet Tridymit und Augit entstanden (Verh. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. W. 1877. 218).

Veränderungen an Quarziten, Quarzen.

Wo Körner oder Bruchstücke von Quarz oder Quarzit in den Basalten eingeschlossen vorkommen, ist das gewöhnliche, dass dieselben durch das corrodirende Magma abgerundet sind und von einer oft farblosen, grünlichen oder etwas gelblichen Glaszone umgeben werden, welche substanziell wohl ein Gemisch von Magma und gelöster Kieselsäure darstellt; um diese Glaszone legt sich ein kranzförmiger glasdurchtränkter Filz von verwirrt gruppirten blassgrünen Augitmikrolithen, der sich deutlich von der Grundmasse des Gesteins abhebt; aus diesem Augitsaum ragen allseitig dünne Augitnadeln in die das Quarzkorn umgebende Schmelzmasse. Bisweilen sind nebenbei Magnetite und Eisenglanztäfelchen ausgeschieden. Das Glas dringt auch wohl apophysenartig vom Rande aus in den Quarz hinein oder durchquert ihn als dünne Äderchen, die dann frei von den Augitmikrolithen oder arm daran zu sein pflegen. Die äussere Grenze gegen den Basalt ist manchmal dadurch markirt, dass hier zunächst eine stark mit Magnetitstaub imprägnirte Zone folgt. Augitdrusen im B. können so eingeschmolzenem Quarz ihre Entstehung verdanken, von welchem selber manchmal gar nichts mehr vorhanden ist. Fromm fand in B.en der Gegend von Cassel, dass das helle Schmelzglas im Gegensatz zu dem dunkeln eigentlichen

Gesteinsglas von HCl leicht angreifbar ist, Bauer gibt für das grüne Glas vom Stempel bei Marburg Unzersetzbarkeit in HCl an. Die im Quarz befindlich gewesenen Flüssigkeitseinschlüsse sind grossentheils nur noch als leere Poren vorhanden. — Aus der durch Einschmelzung von eingeschlossenen Quarzkörnern (wie sie auch durch die Bearbeitung granitischer Einschlüsse hervorgehen) oder von kieselsäurereicheren Gesteinsbrocken entstandenen Masse kann, wie wohl zuerst J. Lehmann bemerkte, die Kieselsäure als Quarz oder als Tridymit wieder auskrystallisiren (vgl. S. 112, auch I. 595).

Trippke theilt mit, dass bei einem schlesischen Vorkommniss die im B. eingebetteten Bruchstücke eines thonigen Gesteins die Augitkränze selbst nicht besitzen, dass sie aber nie da fehlen, wo am Rande dieser Bruchstücke Quarzkörner, welche denselben angehören, mit dem B. in Berührung stehen; auch erwähnt er den sonderbaren Fall, dass die das Quarzkorn umgebende Schmelzmasse stellenweise fast vollständig durch einen strahlig aggregirten Zeolith (dünne Nadeln von quadratischem Querschnitt, wahrscheinlich rhombisch) ersetzt wird, um welchen sich die Augitzone legt. — Bleibtreu beschreibt vom Finkenberg bei Bonn einen bis auf wenige Splitter eingeschmolzenen Quarzeinschluss, wo inmitten der Schmelzmasse ein sehr regelmässiger sechsseitiger Durchschnitt eines neuausgeschiedenen Quarzkrystalls liegt, in welchen einer der neugebildeten grünen Augite hineinragt; auch beobachtete er regelmässig begrenzte Quarzkrystalle auf den Wandungen von Drusen in einem Schmelzsaum um einen Sandsteineinschluss; ferner neue, stellenweise von grünen Augiten übersponnene Facettenbildungen auf der Oberfläche von eingeschlossenen Quarzkörnern, sodann Quarzkryställchen (nebst solchen von grünem Augit und Feldspath) in den Höhlungen eines an der Peripherie bimssteinähnlich aufgeblähten Sandsteins mit reichlichem Bindemittel. — Nach Lehmann sitzt neugebildeter Tridymit auch an der Peripherie, in Rissen und Sprüngen eines vom B. von Ramersdorf umschlossenen Quarzits (Sitzgsber. niederrh. Ges. zu Bonn 1873. 168). — In bis hühnereigrossen, von Basaltapophysen durchzogenen Quarziteinschlüssen im B. vom Ostabhang des Haurân, wo die secundären Augite auch eine braune Farbe besitzen, fand Doss ebenfalls, dass innerhalb der den Quarz umgebenden isotropen Schmelzmasse, welche hier stellenweise nicht farblos sondern von einem hellen Braun ist, Quarz sich wieder krystallinisch ausschied. Bemerkenswerth ist noch seine Wahrnehmung, dass als Contactzone eine ausgezeichnet schriftgranitartige Verwachsung von Quarz mit Feldspath auftritt, welche äusserlich von dem üblichen Augitsaum umgeben wird (Min. u. petr. Mittheil. VII. 1886. 518). — Nach Rinne sind die Quarzeinschlüsse in den Magmabasalten vom Desenberg bei Warburg, vom Weissholz bei Lütgeneder, vom Häusehenberg bei Rothwesten, vom Hahn bei Holzhausen, vom Lotterberg bei Deute meist vollständig eingeschmolzen, und an ihre Stelle traten Augen aus hellen, wirr durcheinander liegenden Augiten, in deren Innerem sich bisweilen ein durchsichtiger Glashof findet, in welchen die Kryställchen weit hineinragen. Durch Vermischung dieses farblosen Glases mit dem dunkeln des Magmabasalts erscheint mitunter ein dunkler violettbrauner Glaston. Doch hat sich hin und wieder auch der Quarzeinschluss in abgerundeter Form erhalten, dann umgeben von einem nur schmalen Glassaum, in welchen die Spitzen des Augitkranzes von aussen hineinragen (Sitzgsber. Berliner Akad. 1889. 1025). — Ganz abweichend ist die Angabe von Graeff, dass Quarzbruchstücke in einem tephritischen Ganggestein von der Mondhalde im Kaiserstuhl von einem Kranz kleiner Epidotsäulchen umgeben sind; dass das Mineral hier Epidot und nicht, wie sonst Augit ist, findet sich nicht weiter begründet (Bericht über die XXII. Vers. d. oberrhein. geol. Ver. 1889. 27).

Über Quarzeinschlüsse im Basalt mit Augitsäumen berichten u. a. noch: Chelius, Erläut. z. geol. Karte d. Grossherz. Hessen, Blatt Messel, 1886. 42 (Stücksbühl zwischen Dieburg und Messel); Bücking, Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1880. 167 (Basanit vom Hundskopf bei Salzungen); G. Linck, Mitth. d. Commiss. f. d. geol. Landesunters. v. Elsass-Lothr., I. 1887. 51 (Basalt von Reichshofen, Elsass, Magmabasalt von Reichenweier); Sandberger, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIII. 1883. 39; Verhandl. 1884. 17 (Bas. von Naurod); Beck, Section Adorf 1884. 25 (Nephelinbasalt von Bernitzgrün, Erzgebirge); Bauer, N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 233 (Stempel bei Marburg); Rinne, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1892. 85 (Hamberg bei Bühne u. a. O.); Rosiwal, Denkschr. Wiener Akad. LVIII. 1891. 528 (glasreiche Basaltlava von Addele Gubo in Schoa, Ostafrika).

Veränderungen an Schieferthonen, Thonen, Thonschiefern.

Der Basaltjaspis (Systyl Zimmermann) ist durch Basalt kaustisch umgewandelter Schieferthon, Thonschiefer, Letten, mergeliger Sandstein oder Grauwacke, eine undurchsichtige, harte, perlgraue, lavendelblaue, auch gelblich- oder schwärzlichgraue Masse mit etwas muscheligem oder etwas splitterigem Bruch, die durch Klüfte in unregelmässige, scharfkantige Stücke zerfällt. In der violetten Cämentmasse eines sog. Basaltjaspis von Wunsiedel im Fichtelgebirge fand Hussak u. d. M. Anhäufungen von violetten und grünlichen Spinell-Oktaëderchen (Min. u. detr. Mitth. V. 1883. 531). Nach Anger ist der Basaltjaspis von Unkel am Rhein eine feinkörnige Grauwacke, deren klastische Quarzkörner zerborsten und mit leeren dunkeln Poren erfüllt sind, während die umgeschmolzene Zwischensubstanz sich als eine »dichte Anhäufung winziger farbloser dunkel umrandeter Körnchen von glasiger Natur darstellt«, stellenweise untermengt mit dunkeln opaken Partieen; striemenartige schmutzige bräunlichgelbe Bänder mit undeutlich lamellarer Structur werden als Umwandlungsproduct des Glimmers, meist in glasige Körnerhäufchen, angesehen (Min. Mittheil. 1875. 159).

Ausgezeichneter Basaltjaspis erscheint nach Nöggerath als das 4—6 Fuss mächtige liegende Salband eines in der Grauwacke aufsetzenden Basaltganges am Kornsteinchen bei Liers an der Ahr (Gebirge in Rheinl.-Westph. I. 1822. 109). An der Goldkiste, bei der Gierswiese u. a. O. im Siebengebirge findet sich Basaltjaspis als Einschluss im B., ebenso an der Stopfelskuppe bei Eisenach, am hohen Parkstein bei Weiden in Bayern, am Wartenberg bei Donaueschingen, wo der Liasschiefer zu Basaltjaspis geworden ist, in dem noch organische Überreste zu erkennen sind, am Boratscher Berg in Böhmen, wo der lavendelblaue Basaltjaspis der ellengrossen eingeschlossenen Blöcke vollkommen dem Porzellanit gleicht; am Eulenberg bei Leitmeritz sind die eingeschlossenen Schollen von Basaltjaspis aus Plänermergel entstanden. Am s.w. Fuss des Boržen umschliesst ein Basaltgang nach Reuss kleine Brocken eines in graue und violblaue »Kieselmasse« umgewandelten Thones (Teplitz und Bilin 1840. 231). Am Ehrenberg in der s. Rhön ist zufolge Lenk der Basaltjaspis aus Schieferthon des Röth hervorgegangen, bei Hervel am Nordabhang des Ebbegebirges nach v. Dechen aus Lenneschiefer entstanden (Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1881. 179). Der sog. Basaltjaspis vom Stempel bei Marburg ist nach M. Bauer ein verglaster feinkörniger Sandstein.

Zu dem Basaltjaspis sind wohl auch jene im Äusseren kieselschieferähnlichen oder hornsteinähnlichen Massen zu rechnen, welche man manchmal im Contact mit B. findet, z. B. bei Dunbar in Schottland, bei Cadnant auf Anglesey, am Vorgebirge bei Portrush in Irland, sowie jene von Dana als Chert bezeichnete blaue Masse von hornsteinähnlicher Beschaffenheit, in welche durch einen nur 8 Fuss mächtigen Basaltgang auf eine Erstreckung von 240 Fuss hin die Thonschichten der Steinkohlenformation am Hunter-River in Neu-Süd-Wales umgewandelt sein sollen (Am. journ. of sc. XLV. 115).

Über die Einwirkungen basaltischer Eruptivgesteine auf Thonschiefer finden sich noch einige z. Th. auffallende makroskopische Angaben. Den Citaten zufolge liegen nach Mitscherlich in der basaltischen Lava des Hohenfels in der Eifel Thonschieferbruchstücke eingeschlossen, welche, wo ihre auf verschiedenen Stufen befindliche Umwandlung am weitesten gediehen ist, ein Aggregat von Glimmerkrystallen darstellen; ähnliches berichtet v. Leonhard an solchen Einschlüssen im B. des Hinkelsmaars und in der Lava von Niedermendig (Basaltgebilde II. 244; zufolge J. Roth, Geol. III. 73, wird die erstere Angabe irrthümlich Mitscherlich zugeschrieben). Auf der Hebrideninsel Gariveilan besteht der Schiefer in der Nähe des Trapps aus lauter bis erbsengrossen, förmlich oolithischen Kugeln, welche durch Compression z. Th. polyëdrische Gestalt angenommen haben (Macculloch, Trans. geol. soc. II. 395). Im Contact mit sog. Basalt sind bei Plas-Newydd auf Anglesey Thonschieferschichten verworren-krystallinisch geworden und es haben sich in ihnen eigenthümliche polyëdrische Körner entwickelt, welche sich da, wo Kalksteinlagen den Schiefer durchziehen, als deutliche Granatkrystalle bekunden (Henslow).

Die Auswurfsmassen von Thonschiefer in den niederrheinischen Vulkanen, rein roth gebrannt oder streifig und porös, sind, wie Lehmann sie mit Recht bezeichnet, natürliche Ziegelmasse; in den Basalten scheinen so bearbeitete Massen nicht vorzukommen.

Einige weitere Angaben über Veränderungen von Thonen, Schieferthonen u. dgl. durch basaltische Gesteine sind: Im Contact mit der Decke des Nephelinb. des Landberges bei Tharandt ist der Plänerthon zu einer chamotteartigen weissen Masse, welche kleinkugelig zerklüftet, gefrittot (Sauer, Sect. Freiberg 1887. 69). — Am Petersberg bei Veitlahm nimmt der Opalinusthon auf weite Strecken hin im Contact mit B. das Aussehen von Basaltjaspis an (Gümbel, Fichtelgeb. 1879. 254). — Dunkelgraue mergelige Liasschiefer sind bei Aubenas im Vivarais durch B. rothgebrannt (Theobald, N. Jahrb. f. Min. 1847. 262). — Auf Skye wird unterhalb Duntulm Castle B. überlagert von einem durch ihn veränderten harten schwarzen, am Stahl Funken gebenden Schieferthon des Lias (Macculloch, Western Islands I. 358). — Bei Fairhead, Nordostirland, sind thonige Gesteine des Kohlengebirges durch Dolerit umgewandelt zu sehr dichtem grauem, braunviolettem bis schwarzem sog. Jaspis (Delesse, Ann. des mines (5) XII. 1857. 491). — Bleibtreu leitet Einschlüsse im B. von Obercassel bei Bonn, welche aus bouteillengrünem Glas mit nur spärlichen Augitausscheidungen bestehen, von eingeschmolzenem Thon her; andere ähnliche, z. Th. entglaste Einschlüsse enthalten auch Spinelle, sowohl violette Oktaëder als tafelförmige, in der Drehungsaxe verkürzte Zwillinge (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 493).

Veränderungen an Kalksteinen, Mergeln.

Die Contactwirkungen des Basalts auf angrenzende und eingeschlossene Kalksteine sind verschiedener Art. Es handelt sich dabei bald um eine einfache Umkrystallisirung des dichten Kalkcarbonats zu körnigem Marmor, bald

um die Erfüllung solchen Kalksteins mit verschiedenen Silicaten, endlich auch in selteneren Fällen um die Entstehung von Ätzkalk.

Die einfache Marmorisirung findet sich nirgendwo schöner aufgedeckt als auf der kleinen Insel Rathlin an der Küste der Grafschaft Antrim in Irland, wo durch die Kreideschichten zwei Basaltgänge (35 und 20 F. mächtig) hindurchsetzen und namentlich das dazwischen befindliche 35 F. mächtige Zwischenmittel von Kreide, durch welches sich auch noch ein dritter fussdicker Basaltgang schlängelt, in krystallinisch-körnigen Marmor umgewandelt ist, der auch an den äusseren Salbändern der beiden Gänge auf mehrere Fuss Entfernung erscheint und dort allmählich in die Kreide übergeht. Im Marmor sind die Fossilien der Kreide spurlos verschwunden (Conybeare, Trans. geol. soc. III. 210). Ganz ähnliche schon 1816 durch Berger hervorgehobene Umwandlungen kehren wieder bei dem die Kreide durchsetzenden Donnel's Dyke am Divisberge bei Belfast (vgl. J. Roth, Z. geol. Ges. VII. 1855. 14). A. Geikie beschreibt ein anderes vorzügliches Beispiel an dem zum Lower Carboniferous gehörigen dunkelgrauen Burdie-house-Limestone bei Camps Quarry unfern Edinburgh (Text-book of geology 1885. 561). Zu Oberleinleiter bei Streitberg ist auch der Jurakalk in ähnlicher Weise krystallinisch umgewandelt (Gümbel, Fichtelgebirge 1879. 284). — Dichten grauen Kalkstein im Thal Ribeira da Barca auf São Thiago (Capverden) befand Doelter im Contact mit B. ebenfalls zu Marmor verändert und dolomitisirt.

Dass unter dem Einfluss des Basalts die marmorisirten Kalksteine zugleich mit verschiedenen Silicaten erfüllt werden, wurde schon sehr früh an dem bekannten Vorkommniss von Schelingen im Kaiserstuhl beobachtet. Die im B. des Bömcheskiippels (Rhön) eingeschlossenen Muschelkalkbruchstücke enthalten im Inneren Magneteisen, Augit, grüne granatartige Körper und Zeolithe (Gutberlet, N. Jahrb. f. Min. 1847. 325). — Kalkknollen im B. vom Weissholz bei Lütgeneder, welche dort neben den verglasten Sandsteinen vorkommen, fand Möhl mit gelben Körnern von Chondrodit und späthigen weissen Partieen von Wollastonit versehen, auch sind nach ihm Juraknollen in B.en der Rauhen Alb gänzlich in Wollastonit umgewandelt (N. Jahrb. f. Min. 1874. 804; ähnliches zeigen Muschelkalkeinschlüsse im B. des Weinbergs bei Cassel, ebendas. 1876. 726). — Die B.e (z. Th. Nephelinb.e) der Côte d'Essay s. von Lunéville (Pointe de la Croix, La Biscatte) haben nach Vélain die Kalke und Dolomite der Trias und des Lias erheblich metamorphosirt: die Gryphaeenkalke enthalten jetzt Wollastonit, Augit, Magneteisen; nebenbei sind die bunten Keuperthone hartgebrannt und verkieselt, die Sandsteine des Keupers und Infralias verglast (Bull. soc. géol. (3) XIII. 1885. 567). — Coquand gewahrte den von B. durchsetzten Muschelkalk von Rougiers, Dép. Var, mit Magnetit und Olivin erfüllt (ebendas. (1) XII. 1841. 333).

Der nahe dem Centrum des böhmischen Mittelgebirges bei Rongstock von der Elbe durchschnittene und wahrscheinlich in grosser Tiefe eines Kraters erstarrte Doleritstock hat den angrenzenden bläulichgrauen senonen Baculitenmergel nach Hibsch auf so weite Entfernung hin umgewandelt, dass hier ein Contacthof von mehr als 800 m radialer Ausdehnung vorliegt. Die äussersten Partieen zeigen allerdings keine erhebliche Alteration, aber die scharf begrenzten Foraminiferengehäuse werden in 500 m Entfernung vom Contact undeutlicher, noch 100 m einwärts erscheint ihr Raum ganz mit körnigem Kalk erfüllt. In 200 m Entfernung wird der Mergel durch Verschwinden der organischen Substanz heller und stellen sich vereinzelte Epidotnester ein. Nahe am Contact erscheint er als ein hartes weissgraues durchaus krystallinisches Gestein, durchzogen von grünlichgelben Streifen und Flecken von Epidot; noch näher treten ausserdem Granat (mit sehr lebhafter Doppelbrechung in einzelnen um einen Kern gruppirten Feldern) und untergeordnet neugebildeter Quarz

auf, so dass das Contactgestein an einen Kalksilicathornfels erinnert (Verh. geol. R.-Anst. 1889. 204).

Noch eine andere Einwirkung äussert sich bisweilen in der Entstehung von Ätzkalk. In den Laven von Ettringen, Mayen und Niedermendig sind die von einer fingerbreiten dichten und dunkeln Schmelzzone umzogenen Kalkeinschlüsse unter Entweichen der Kohlensäure kaustisch und dann theilweise zu Kalkhydrat geworden (Lehmann). In den von Lipold beschriebenen Veränderungsproducten des Plänerkalks aus der basaltischen Umgegend von Pardubitz fand E. Jahn ausser Carbonaten und Silicaten auch Ätzkalk und freie Magnesia (Jahrb. geol. R.-Anst. XII. 1862. Verh. 156). Jurakalk bei Daubitz unweit Schönlinde in Böhmen ist im Contact mit B. »wie todtgebrannt« (Cotta, Erl. geogn. Charte v. Sachs. Heft IV. 1840. 72; vgl. auch Wurm, Verh. geol. R.-Anst. 1881. 231).

Veränderungen an Eisenerzen.

Einschaltungsweise sei hier auch der Veränderungen der Eisenerze durch Basalt gedacht. Ein altbekanntes Beispiel dafür ist die Erscheinung, dass, wo auf der Grube Alte Birke im Siegenschen ein 3—5 F. mächtiger Basaltgang einen Gang von Eisenspath durchsetzt, letzterer theilweise zu »Eisenmulm« verändert ist, einer schwarzen stark magnetischen Masse, welche wesentlich aus Magneteisen besteht, in dem nach den Analysen von Genth und Schnabel ungefähr die Hälfte des Eisenoxyduls durch Manganoxydul ersetzt ist; es treten förmliche Pseudomorphosen auf, bei denen in dem Magneteisen noch die Spaltbarkeit des Carbonats erhalten blieb (vgl. dar. Nöggerath, Sitzgsber. niedorrhein. Ges. in Bonn 1856. LXXVII; Jung, Verh. naturh. Ver. Rh. u. W. 1858. 209).

Nach Pohlig kommt dasselbe auch auf der Grube Eiserne Hardt bei Eiserfeld im Siegenschen vor (Niederrhein. Ges. 1888. 63) und Heusler beschreibt einen weiteren Fall dieser Art von der Eisenerzgrube Louise bei Horhausen, Regbz. Coblenz (Z. geol. Ges. 1879. 653). — In den eisenschüssigen Thongallen des Buntsandsteins, eingeschlossen im B. der Pflasterkaute bei Marksuhl, hat sich nach C. v. Leonhard das Eisenoxydhydrat in Magneteisen umgewandelt (Basaltgeb. II. 1832. 362; vgl. die analogen Erscheinungen im Granitcontact Bd. II. S. 115). — Auch beim künstlichen Glühen liefert Eisenspath unter Entwickelung von Kohlensäure und Kohlenoxyd Magneteisen (Bischof, Chem. Geol. II. 928). Dieselbe Veränderung ist ebenfalls durch Erdbrände beobachtet worden, wie denn bei Schlackenwerth in Böhmen so der Eisenspath der Braunkohlenformation in Magneteisen und Rotheisen umgewandelt erscheint (Kapp in Jahrb. f. Min. 1843. 485; Blum, Pseudomorph. I. 100); vgl. auch Bd. I. S. 603.

Veränderungen an Graniten u. a. Silicatgesteinen.

Die von dem Basalt umschlossenen Granitfragmente offenbaren zwar bald gar keine auffallenden, bald aber mehr oder weniger deutliche Veränderungen. Viele Beispiele hat schon in alten Zeiten die Auvergne und das Velay geliefert. An der berühmten Roche-Rouge ö. von Le Puy »sieht man Granittrümmer, sehr ungleich an Grösse, oft von beträchtlichem Umfang, in unglaublicher Menge umhüllt vom basaltischem Teig. Theils erscheinen sie, zumal am Rande, noch

deutlich wenig verändert durch die Hitze und scharf geschieden von der einschliessenden Masse. Oder es hat sich basaltische Substanz, zarter Infiltration gleich, eingedrängt in die umwickelten Granitfragmente. Mehr gegen die Mitte findet man auffallend veränderte Granitstücke und den umwickelnden Teig in einander sich verlaufend; der Granit hat oft ganz das Aussehen, als sei er im Ofen gewesen; der Feldspath zumal erscheint weniger oder mehr angegriffen, zu weissem Email umgewandelt, oder er ist glasig geworden und durch blaue Farbe ausgezeichnet u. s. w.«. In den sehr häufigen Granitbruchstücken im Denise-Berg bei Le Puy »sind die Glimmertheile nicht selten ganz zerstört, oder zu rothbrauner Substanz umgewandelt; die Quarzkörner liegen im feldspathigen Teige, der halb Schmelze, halb Glas ist; im Inneren der granitischen Fragmente findet man vollständig verschlackte Partieen«. Der kleine Schlackenhügel Chuquet-Génestoux zwischen dem kleinen Puy-de-Dôme und dem Berge Montrodeix »führt manchfach durch Feuer abgeänderte Granittrümmer. Die Feldspaththeile erscheinen mehr und weniger gefrittet, mitunter verrathen sie auch unverkennbar einen gewissen Weichheitszustand, in welchem dieselben gewesen. Blättchen und Krystalle von Glimmer haben die unter Verhältnissen solcher Art besonders bezeichnende messinggelbe und tombakbraune Färbung, oder sie wurden zur braunrothen, noch Blättergefüge zeigenden Substanz; selbst die Quarzkörner lassen nicht selten oberflächliche Änderung wahrnehmen. Oft sieht man die granitischen Bruchstücke auf ihrer ganzen Aussenfläche mit glasigem Schmelz überdeckt und dabei im Inneren zerklüftet und gespalten in mancherlei Richtungen« (v. Leonhard, Basaltgebilde 1832. II. 418 ff.).

Das Maass der Veränderung, welche die granitischen Einschlüsse erfahren haben, ist einmal abhängig von der jeweiligen chemischen Zusammensetzung des betreffenden basaltischen Magmas: es ist leicht zu verstehen, dass ein kieselsäurereicheres Magma, z. B. eines olivinarmen Feldspathbasalts minder energisch einwirkt, als ein basischeres, an Kalk oder Natron reicheres. Ausserdem ist auch die Quantität des Magmas von Belang; je umfangreicher dessen Masse, um so langsamer tritt die Abkühlung ein, um so längerer Einwirkung sind die Einschlüsse ausgesetzt.

Mikroskopische Untersuchungen haben die den Einschlüssen von Granit und anderen Silicatgesteinen in den tertiären Eruptivgesteinen widerfahrenen Veränderungen weiter aufgeklärt; darüber handeln u. a. namentlich die Arbeiten von:

Lehmann, Unters. über d. Einwirkung eines feuerflüss. bas. Magmas auf Gesteins- und Mineraleinschlüsse; Verhandl. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. 1874. 1. — Über pyrogene Quarze in den Laven des Niederrheins, ebendas. 1877. 203.

Dittmar, Mikrosk. Unters. der aus krystall. Gesteinen, insbesondere aus Schiefer herrührenden Auswürflinge des Laacher Sees, ebendas. 1887. 477.

Trippke, Beitr. zur Kenntn. d. schlesischen Basalte u. ihrer Mineralien, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 145.

Bleibtreu, Beitr. z. Kenntn. d. Einschlüsse in d. Basalten, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 489.

Hussak, Einschlüsse im Basalt v. Schemnitz, Sitzgsber. Wiener Akad. LXXXII. 1880. 64.
Lenk, Einschlüsse in Basalten der Rhön, Zur geolog. Kenntniss der südl. Rhön, Inaug.-Dissert. Würzburg 1887. 98.
van Werveke, Gneisseinschluss aus Nephelinit von Oberbergen im Kaiserstuhl, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 285.
Graeff, Gneisseinschlüsse in Phonolithen d. Kaiserstuhls, Mitth. grh. bad. geol. L.-Anst. II. 448.
v. Chrustschoff, Über secundäre Glaseinschlüsse in den Gemengtheilen gefritteter Gesteine, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 473.
v. Chrustschoff, Graniteinschlüsse im Basalt von Striegau, Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 295.
Beyer, Der Basalt des Grossdehsaer Berges u. seine Einschlüsse, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 1. Weitere Mittheilungen ebendas. XIII. 1892. 231.
H. v. Foullon, Graniteinschlüsse im Basalt vom Rollberg bei Niemes in Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVIII. 1888. 603.
M. Bauer, Einschluss von Granit im Bas. vom Stempel bei Marburg, N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 260.
L. Schulte, Einschlüsse von Devonschiefer, Granit, Gneiss in den Laven der Gegend von Daun, Eifel, Verh. naturh. Ver. preuss. Rheinl. u. Westph. 1891. 200.
A. Lacroix, Saure Einschlüsse in vulk. Gesteinen der Auvergne, Bull. serv. carte géol. France, Nr. 11, Tome II. 1890. 25. — Einschlüsse im Trachyt des Menet, Cantal, Comptes rendus CXI. 1890. 1003. — Einschlüsse in Trachyten, Phonolithen und Basalten des Mont-Dore, Bull. soc. géol. (3) XVIII. 1890. 845. 872. 874; Comptes rendus, 26. Jan. 1891.
Vgl. auch die Abhandlung von Doelter, Über die Einwirkung geschmolzener Magmen auf verschiedene Mineralien, N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 18.

Wenn auch die Veränderungen im Einzelnen ein etwas abweichendes Bild ergeben, so scheinen sie sich nach den bisherigen Untersuchungen doch bei einem mehr oder weniger normalen Verlauf in folgenden Hauptzügen abzuspielen, bei deren Schilderung die vortreffliche Beschreibung von O. Beyer über Graniteinschlüsse in oberlausitzer Basalten zum Anhaltspunkte diente (vgl. auch I. 594).

Die Einschlüsse werden rissig und zerbersten allmählich in kleinere Fragmente, veranlasst durch die hohe Temperatur und durch Eindringen des Magmas. Als nächste Einwirkung von Temperatur und gluthflüssigem Magma zeigt sich eine Frittung der Einschlüsse bei grösstentheils erhalten gebliebener Structur, wobei nur oft der dunkle Glimmer verschwindet und statt dessen Magnetit erscheint. Bei weiterer Einwirkung schmilzt zunächst der Glimmer ein; auf Rissen eingedrungenes Magma mischt sich mit dieser endogenen Schmelzmasse. Flüssigkeitseinschlüsse der Mineralien werden in Dampf verwandelt, welcher durch entstandene Risse entweicht und in der Schmelzmasse das Aufsteigen zahlreicher Gasblasen verursacht. Die Feldspathe werden durch Sprünge, welche den Hauptspaltungsrichtungen folgen, in feine Täfelchen zerlegt und es entstehen eigenthümliche, zelligen Waben oder dem Facettenauge eines Insects vergleichbare Aggregate. Weiterhin vermehrt sich die endogene Schmelzmasse durch corrodirende Auflösung von Quarz, welcher mit sonderbaren gebuchteten Con-

touren, von Glasadern durchzogen erscheint, durch die Auflösung und Einschmelzung von Feldspathsubstanz; in dem Quarz und Feldspath entstehen dabei secundäre Glaseinschlüsse. Derweilen kann es geschehen, dass die nun aus Quarz- und Feldspathfragmenten bestehenden granitischen Einschlüsse die Form von Gerüsten oder schwammigen Geweben annehmen, durchtränkt und durchflossen von reichlicher Schmelzmasse; bei der Erstarrung können diese verschiebbaren Gerüste durch einwirkenden Druck secundär geformt werden und regelmässige Gestalt annehmen. Die endogene Schmelzmasse kann sich in ihrer chemischen Zusammensetzung nicht gleich bleiben; in der Nähe des Quarzes wird sie durch dessen Auflösung reicher an Kieselsäure, an den Feldspathen reicher an Thonerde und Alkalien; wo eindringendes basaltisches Magma mit der endogenen Schmelzmasse zusammentrifft, wird letztere reicher an Eisenoxyd und Thonerde und färbt sich dunkler. Diese Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung der Schmelzmasse kann Strömungen, Fluidalstructur hervorbringen. Ferner kommt es zu Neubildungen. In den dunkeln Schmelzhöfen um Feldspathe (und Quarze) erscheinen reichliche trichitische und belonitische Entglasungsproducte, den im Tachylyt verbreiteten ähnlich; ferner haben sich erkennbare Augitmikrolithen, oft schilfartig ausgefasert und durch Quersprünge gegliedert, selbst deutliche Augitkryställchen hier ausgeschieden. Im Umkreise von Quarz entwickeln sich Augitkränze; um die Quarzreste entsteht wohl neuer Quarz als gleichsinnige Anlagerung oder als Körnchenaggregat; auch ist eine Ausscheidung neugebildeter unabhängiger Quarzkryställchen im Schmelzglas beobachtet worden. Aus dem Zusammenhang getrennte Quarzkörner bedecken sich häufig mit einem Kranz von Tridymit. Wo der Schmelzfluss viel Al, Fe, Mg enthält, scheidet er Gruppen von zierlichen Spinelloktaëdern aus (vielleicht bisweilen von Rutil). Eine Anreicherung desselben an Fe, welche hervorgebracht sein kann durch die Einschmelzung des Biotits, sowie auch wohl durch das Eindringen eisenreichen Basaltmagmas in die endogene Schmelzmasse, bewirkt Ausscheidung von Magnetitaggregaten; auch entsteht hier Cordierit und ferner wurde von Beyer in der Contactzone des Basalts das seltene Auftreten eines Minerals der Haüyngruppe beobachtet (7 mm grosse Ausscheidungen mit hellblauem isotropem frischem Rand, im Inneren erfüllt mit braunem Glas und dunkeln Strichsystemen). Vermochte der Schmelzfluss nicht, sich der in ihm enthaltenen Erdmetalle und des Eisens zu entledigen und weitere Feldspathsubstanz ganz aufzulösen, so schmolz Feldspath wenigstens randlich ein. Die Feldspathe regeneriren sich unter Bildung farbloser Rahmen um die trüben Orthoklase und Entwickelung stufenweise abgesetzter Zwillingsindividuen um die Plagioklase mit zahnartigem Hineingreifen in die Schmelzmasse und unter meist übereinstimmender optischer Orientirung. Diese randliche Wiedererneuerung des Feldspaths ist sehr oft wahrgenommen worden und scheint noch häufiger beim Plagioklas als beim Orthoklas vorzukommen. Auch radiale Gruppen von neugebildeten Feldspathmikrolithen gelangen zur Ausscheidung. Durch Ausscheidung der Eisenerze, eines Theils von Al_2O_3, der alkalischen Erden wird die Schmelzmasse alkalireicher, sie ver-

mag weitere Mengen von Quarz und Feldspath aufzulösen, wird beweglicher, ein Theil dringt nach aussen, umfliesst den Einschluss und veranlasst Herausbildung einer äusseren bräunlichen oder grünlichgelben Schmelzzone. — Kleinere Einschlüsse werden rasch zerstört, die Gemengtheile werden aufgelöst und es entwickeln sich Partieen von glasiger Beschaffenheit und hellerer Färbung; ganz kleine Brocken gehen sogar spurlos im basaltischen Magma auf.

Im Nephelinbasanit des Bubenik in der Oberlausitz finden sich z. B. überall Graniteinschlüsse von doppelter Kopfgrösse bis herab zu Schrotkorngrösse, welche bald zu dunkelglasiger Schmelzmasse mit noch inneliegenden, porphyrähnlich erscheinenden Individuen von Feldspath und Quarz (Glimmer fehlt stets) verändert, theils zu grünem bouteillenähnlichem Glas, durchzogen von dunkelschwarzen Adern, eingeschmolzen wurden. Die Erscheinung, dass in den Basaltbergen der Oberlausitz die meisten granitischen Einschlüsse unterhalb des Gipfels der Kuppen auftreten, erklärt Beyer durch den Gegensatz der specifischen Gewichte: die leichteren Graniteinschlüsse mussten zur Oberfläche emporsteigen, wie vergleichsweise im Wasser das Holz. — Im höchsten Grade verändert ist der durch v. Chrustschoff beschriebene Graniteinschluss im B. des Striegauer Berges; er stellt eine blassgrünliche Masse dar, welche hauptsächlich aus neugebildetem pyrogenem Quarz, und Tridymit nebst Feldspath, Pyroxen, Glas und secundär infiltrirten Zeolithen besteht. Vom Granitquarz sind theils wasserhelle, theils trübe Körner zu bemerken, abgeschmolzen, rissig, dampfporenreich sowie von unzähligen Glasadern durchzogen, und um diese Reste hat sich klarer und compacter pyrogener Quarz als optisch gleich orientirte einheitliche oder als polysynthetische Krystallkruste abgesetzt; auch bildet solcher Quarz selbständig im Glas isolirte Individuen (mit kräftig entwickeltem Prisma und Flüssigkeitseinschlüssen), welche mitunter von dem Frittungsglas krystallonomisch innerlich corrodirt sind, sowie pflasterähnliche Aggregate. Allenthalben reichlich erscheinen Tridymittäfelchen in den Interstitien, Hohlräumen, längs der Glasadern. Von dem granitischen Orthoklas sind nur noch trübe, ebenfalls glasdurchwirkte Reste übrig geblieben, auf denen sich neugebildeter wasserklarer, aber schwammartig mit Glas erfüllter Feldspath so ablagert, dass sie zu Krystallen ergänzt werden. In der Nähe des Contacts findet sich blassgrüner Augit, gleichfalls mit Flüssigkeitseinschlüssen. Das alles durchziehende völlig homogene Frittungsglas führt stellenweise schöne Sphaerolithe und Globulitenaggregate.

Der Glimmer pflegt überhaupt zu fehlen; Lehmann sah in den gneissartigen Einschlüssen des Camillenberges flaserig verlaufende Schmelzlagen von rother, brauner oder schwarzer Farbe, welche genau den Glimmerlagen im Gneiss entsprachen; nach Sandberger sind in den Gneissbruchstücken in der porösen Basaltlava vom Schlossberg bei Schwarzenfels die Glimmerlagen vollständig zu schwarzem Glas geschmolzen. Auch der Granat pflegt mit zuerst eingeschmolzen zu werden.

An den Graniteinschlüssen im B. des Rollbergs bei Niemes in Böhmen beschrieb v. Foullon eine zunächst dem B. liegende 1—2 mm breite feldspathreiche Zone, in welcher der Feldspath ein Plagioklas, wahrscheinlich von gleicher Zusammensetzung wie im B. ist und häufig eine pegmatitische Verwachsung mit einem für Hornblende angesprochenen Mineral zeigt; Hornblende erscheint auch neben weit vorwiegendem Augit und Feldspath in den an Skelettbildungen reichen Partieen zwischen Quarz und Feldspath in denjenigen äusseren Granittheilen, wohin anscheinend das basaltische Magma nicht mehr gelangte. — Bemerkenswerth sind die Beschreibungen

von Dittmar über die an den Auswürflingen des Laacher Sees erkennbaren Veränderungen; in syenitischen Einschlüssen sind Hornblende, Augit, Biotit, Titanit stark, Feldspathe weniger stark angeschmolzen; als Neubildungen treten auf insbesondere Augitkryställchen im braunen Glas, um die Hornblende hellgelbe, nicht bestimmbare Mikrolithen, ferner Spinelle und Magnetit. In den Auswürflingen, welche von krystallinischen Schiefern herstammen, ist der Biotit meist von braunem Glas umsäumt, welches als Neubildungen Augite, Spinelle und (?) Biotit führt, oder ganz eingeschmolzen; der Feldspath ist z. Th. nur angeschmolzen, z. Th. namentlich längs Sprüngen ganz durchtränkt von neugebildetem Sanidin, der Quarz am wenigsten beeinflusst. Wie es scheint wird der ursprüngliche sillimanitführende und nicht verzwillingte Cordierit ersetzt durch solchen, welcher frei von Sillimanit, mit Zwillingsbildung versehen, z. Th. merklich pleochroitisch geworden ist, fast kreisförmige Durchschnitte zeigt und zahlreiche Gas- und Glaseinschlüsse besitzt. Hornblende und Granat werden von einer Schmelzrinde umzogen, möglicherweise treten auch kleine scharfbegrenzte Hornblenden als Neubildungen auf. — J. Lehmann beobachtete in der aus granitischen und gneissähnlichen Einschlüssen in den Laven von Ettringen, Niedermendig, Camillenberg gelieferten Schmelzmasse als neugebildete Krystalle ausser Augit, Feldspathen, einem Spinellmineral, Magnetit, Eisenglanz, Apatit, seltenem Titanit, auch Quarz und Tridymit (Verh. naturh. Ver. Bonn 1874. 34 u. 1877. 209). Nach Trippke sind im Plagioklasb. vom Breitenberg bei Striegau durch Abschmelzung von dem eingeschlossenen Granit getrennte Quarzkörner, welche lose in Augitnadeln liegen, getrübt, milchweiss und oberflächlich in ein Aggregat von Tridymitkryställchen umgewandelt, welche nebenbei auch auf dem Augit vorkommen. Nach ihm stammen die auf Drusenräumen des B. vom Striegauer Spitzberg, auch die in manchen Trachyten (z. B. der Perlenhardt) vorkommenden Tridymite von eingeschlossenen Quarzkörnern (Z. geol. Ges. XXX. 1878. 157). Auch v. Chrustschoff fand in den Striegauer Einschlüssen um den hellen Glashof, welcher fast ganz resorbirte Quarzreste umgab, einen Kranz von Tridymit (Min. u. petr. Min. VII. 1886. 298). Vgl. über die Einschlüsse in niederrheinischen Laven noch Laspeyres in Z. geol. Ges. XVIII. 1866. 341. — Bei einem Einschluss von granatführendem Sanidingestein in der Lava von Niedermendig gewahrte vom Rath, dass die Granaten in kleinen, jetzt nicht mehr ganz von ihnen erfüllten Hohlräumen liegen, deren Wände mit Schmelzmasse bedeckt sind; die Oberfläche der Granaten ist angeschmolzen, aus dieser Schmelzmasse haben sich wieder sehr kleine flächenreichere Granatkryställchen in paralleler Stellung ausgeschieden und auf diesen Fortwachsungen sitzen bisweilen kleine neugebildete Sanidine und Täfelchen, wohl von Tridymit (Sitzgsber. niederrh. Ges. 1886. 220).

Veränderte Graniteinschlüsse in basaltischen Gesteinen werden u. a. noch erwähnt von: Blitzenberg bei Zeidler, Knotenberg bei Dittersbach, Frenzelberg bei Oberhennersdorf, Annakapelle bei Grossschönau (Cotta, Erläut. zur Sect. VI der geogn. Charte v. Sachsen 1839. 61. 64. 70). — Von den Sectionen Kupferberg und Wiesenthal (Sauer 1882. 74 und 1884. 71). — Oberwiesenthal, Erzgebirge (v. Chrustschoff, Min. u. petr. Mitth. VII. 69). — Fleissen und Hohendorf, Sect. Elster (Beck 1885. 29). — Stromberg bei Weissenberg, Oberlausitz (Cotta). — Buckerberg bei Eibenstock (Arth. Becker, Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 53). — Gegend von Karlsbad (A. E. Reuss). — Kleine Schneegrube, Striegau, Maiwaldau, Habendorf, Morgenstern (J. Roth, Niederschlesien, 1867. 69. 222). — Calvarienberg bei Fulda (Gutberlet). — Südl. Rhön (H. Lenk). — Häuschenberg bei Rothwesten, n. von Cassel (Rinne, Sitzgsber. Berl. Akad. 1889. 1024). — Ramersdorf bei Obercassel, Finkenberg bei Beuel, Minderberg bei Linz am Rhein, Unkel (v. Dechen, Siebengeb. 1861. 157; Nöggerath in Karsten's und v. Dechen's Archiv XIV. 1840. 247; Lehmann, Verh.

naturh. Verein, Bonn 1874. 10; Bleibtreu, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 497; Bruhns, Sitzgsber. niederrh. Ges. 16. Jan. 1893).

Um die Quarz- und Feldspatheinschlüsse im Nephelinbasalt vom Wilisch zieht eine grüne, grüngelbe oder röthliche Glasmasse, in welcher ausser mikroskopischem neugebildetem Feldspath, Spinell u. s. w. nicht selten bis erbsengrosse, radialfaserige, wie matte graue Perlen erscheinende Sphaerolithe liegen (Sauer und Beck, Sect. Tharandt 1891. 85). — Feldspatheinschlüsse im B. vom Stempel bei Marburg enthalten Injectionen von dunkelm Glas (u. d. M. hellgelb bis fast farblos mit dunkeln Körnchen) und sowohl in diesem Glas als in dessen Nähe, z. Th. auch im Feldspath selbst finden sich scharfe Spinelloktaëder, sowie dünne und bis 1,5 mm dicke Nadeln, intensiv blau und dann stark pleochroitisch bis fast ganz farblos, welche nach ihrem optischen Verhalten dem Glaukophan oder Krokydolith oder einer ähnlichen blauen Hornblende angehören; nebenbei haben sich hier dachziegelähnliche Partieen von Tridymit gebildet. In einem anderen Feldspatheinschluss, der mit einer harten gelben flimmernden Haut von Tridymit überzogen war, zeigten sich in dem in die Risse des Feldspaths eingedrungenen Glas auch Orthoklase ausgeschieden, im unmittelbaren Contact zwischen Feldspath und B. waren ausser jenem reichlichen Tridymit abermals spärliche Spinelle und Glaukophan entstanden (M. Bauer, N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 247). — Wo im B. vom Hamberg bei Bühne Orthoklas als Einschluss vorkommt, gewahrte Rinne eine Grenzzone mit Neu-Ausscheidung von Orthoklas als wasserhelle, scharfe, oft streckenweise parallel gelagerte Rechtecke, ferner von lichtgelblichem Augit, an welchem einmal eine isomorphe Umwachsung durch tiefgrünen Aegirin constatirt wurde.

Einschlüsse anderer Eruptivgesteine. Kleine Porphyrfragmente im B. des Ascherhübels sind meist vollkommen verglast, zeigen aber doch noch Andeutungen der Porphyrstructur; compact oder blasig, werden sie meist aussen begrenzt von einem durch Augitmikrolithen grünlich gefärbten Saum. Z. Th. bestehen sie aus Glassubstanz mit bisweilen ausgezeichnet perlitischer Structur und farblosen oder bräunlichen Sphaerolithen, Eisenglanztäfelchen, Magnetitkryställchen, selten Spinell. Die Feldspathe sind, soweit noch erkennbar, stets umgewandelt in eine körnelige, zuweilen noch auf pol. L. einheitlich wirkende Substanz (Sauer u. Beck, Sect. Tharandt 1891. 81; Judd, Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 177). — In einem Einschluss von Dacit oder Quarzpropylit im B. vom Calvarienberg bei Schemnitz befand Hussak den im auffallenden Licht emailartig glänzenden Feldspath unter guter Erhaltung krystallographischer Contouren verwandelt in »eine isotrope, an Gasporen reiche, braune, aus kaum 0,00017 mm grossen Körnchen bestehende Substanz«. — Fragmente von Drachenfels-Trachyt, eingeschlossen im B. des Dächelsbergs bei Oberbachem (auf der linken Rheinseite) und des Petersbergs im Siebengebirge weisen nach Bleibtreu die Grundmasse zu schwarzem Glas geschmolzen auf, in welchem bis zu 2 cm grosse Sanidine, kleine Plagioklaskörner und Magnetitkörner liegen (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 503).

Die Einschlüsse von krystallinischen Schiefern im Basalt erweisen sich im Ganzen den vorstehend beschriebenen sehr ähnlich umgewandelt. Stark veränderte und auch äusserlich verschwommene Gneisseinschlüsse, welche in dem hornblendeführenden B. von Mitlechtern (Sect. Erbach, Hessen) liegen, zeigen zwischen ihren grösseren Gemengtheilen Bestandtheile des Basalts, nämlich grauviolette Augite, zahlreiche Hornblenden und einige Feldspathleisten. Die grösseren Quarzkörner des Gneisses werden von grünem Augitkranz umgeben, seine Feldspathkörner sind trüb und ohne chromatische Polarisation, die Glimmer und Hornblenden des Gneisses schwarz und undurchsichtig geworden; die Apatite haben sich völlig unverändert erhalten, die grossen Titanite sind oft zersprungen und reichlich von

Erz umsäumt (Chelius, Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt 1888. IV. Folge, Heft 8. 31).

In einem Gneisseinschluss im Nephelinit von Oberbergen (Kaiserstuhl) beobachtete L. van Werveke vorwaltende Linsen von Quarz und Feldspath, umzogen von dunkeln Flasern, welche hauptsächlich aus braunem Glimmer, grünem Spinell, etwas Quarz und Feldspath bestehen. Der Orthoklas ist klar, der rissige, dihexaëdrische Gasporen enthaltende Quarz meist an den Kanten, wie es scheint durch Abschmelzung gerundet. Das Gestein wird von feinen Glasschnüren durchzogen, welche, von Säuren unzersetzbar und im Schliff sehr lichtbräunlich, Augitkryställchen, Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse, Gasporen führen. In der speciellen, nur wenige Millimeter breiten Contactzone zwischen Gneiss und Nephelinit haben sich Büschel von farblosen Prismen, am meisten an Feldspath erinnernd, gebildet (N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 284).

Phyllitfragmente im Nephelinbasalt von Bernitzgrün (Sect. Adorf 1884. 25) sind zufolge Beck bis auf die in ihnen vorhandenen Quarzlinsen und Quarzitschmitzen in eine glasige Masse umgewandelt, in welcher Augit, Magnetit und Spinell ausgeschieden liegen; die isolirten Quarzfragmente werden von einer Hülle braunen Glases umgeben, welches durch grüne Augite entglast ist. — Im Landesgemeinde-Thal auf Sect. Zwota in Sachsen enthalten zwei Gänge von Melilithbasalt Bruchstücke gebänderten und thonschieferähnlichen Phyllits in solcher Menge, dass eine förmliche Breccie entsteht. Die Fragmente sind nach ihrer Grösse mehr oder weniger tief einwärts gefrittet und geschmolzen, bei grösseren ist innerlich die ursprüngliche Bänderung und Transversalschieferung noch erhalten, die kleinsten sind zu emailartigen perlitischen Massen geschmolzen, welche in ihren Umrissen mit dem Basalt innig verflösst erscheinen. Die Quarzeinschlüsse blieben im Allgemeinen unverändert, aber ihre phyllitischen Zwischenlagen sind in glasige Massen umgewandelt (Schroeder, Sect. Zwota 1884. 30). — Der Nephelinbasalt der Breitenfelder Flur umschliesst Phyllitfragmente, welche z. Th. bis auf die Quarzkörner eingeschmolzen sind, wobei aus der Schmelze Augit, Magnetit, Spinell krystallisirten (Beck, Sect. Adorf).

Nach Sandberger sind im Nauroder B. die Bruchstücke der gestreiften Sericitschiefer stärker als alle anderen Einschlüsse umgewandelt. Von den unregelmässig gegen einander abgegrenzten Lagen eines einerseits schmutziggrünen, stellenweise durch Magnetit geschwärzten, andererseits eines farblosen Glases, welche der Schliff aufweist, sind wohl die ersteren aus Sericit und Chlorit, die letzteren, welche im Handstück gelblichgrau aussehen und u. d. M. mosaikartig feine Quarzkörnchen enthalten, aus Albit hervorgegangen. Die Adinolschiefer erscheinen z. Th. nur wenig verändert, z. Th. ist ihre feinkörnige Grundmasse in braunes Glas mit reichlichem Magnetit verwandelt. In den seltenen Bruchstücken chloritischer Schiefer bilden Chlorit und Sericit eine untrennbare halbverglaste Masse, während die Hornblendebüschel, der Quarz und z. Th. der Albit noch kenntlich sind (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIII. 1883. 43. 46). — Sauer befand in Einschlüssen von Granatglimmerfels im Oberhalser B. (Sect. Kupferberg 1882. 74) die Granaten in schwarze opake Substanz, die Muscovite in eine weissliche undurchsichtige emailartige Masse umgewandelt, zahlreiche mikroskopische Glaskügelchen sind neugebildet.

Durch Einschmelzung von Einschlüssen können auf die verschiedenartigste Weise Drusenräume mit Augit, Quarz, Feldspath, Eisenglanz, Tridymit, Magnetit, Spinell entstehen, mit oder ohne glasige Schmelzmasse, und durch Fluctuationen in jede beliebige Form gezogen werden. In ihnen sind bisweilen noch Theile des ursprünglichen Einschlusses vorhanden, welche aber halb isolirt darin liegen, die Gesteinsmasse nur an wenigen Punkten berührend. — Über die Quarze (mit

Basisfläche) in den Schmelzsäumen von Einschlüssen oder in grösseren Drusen und Poren, welche sporadisch in der Lava vertheilt sind und mit den fremden Gesteins- und Mineraleinschlüssen in genetischem Zusammenhang stehen (Laacher See) vgl. Lehmann, Verh. naturhist. Ver. preuss. Rh. u. W. 1877. 203.

Die Gegenwart der kaustisch bearbeiteten fremden Einschlüsse und die Entstehung einer meist kieselsäurereichen Schmelzmasse aus denselben kann auf die Beschaffenheit und schliessliche Erstarrung des Basaltmagmas selbst nicht ohne Wirkung bleiben. Beyer beobachtete um seine Graniteinschlüsse, dass die im basaltischen Magma fertig gebildeten Olivine im Bereich der sauren Schmelzmasse theilweise oder vollständig zur Auflösung gebracht worden sind; Augit scheidet sich randlich aus und es entstehen Augitaugen. An Stellen, wo die Mischung des alkalireicheren sauren und des basaltischen Magmas keine vollständige ist, krystallisiren trikline Feldspathe aus. Zuletzt, nach Auskrystallisiren des mikrolithischen Augits, entwickeln sich um bestimmte Krystallisationscentra Feldspathe unter gleichzeitiger Umhüllung der dort befindlichen Augite, »es entstehen Feldspathe nach Art des krystallisirten Sandsteins von Fontainebleau«. Auch Bleibtreu gewahrte, dass um Sandsteineinschlüsse im Basalt der Olivin (in meist scharfbegrenzter Zone) ganz fehlt, das Magneteisen nur ganz spärlich auftritt, während sich zahlreiche Biotitschüppchen einstellen.

In der Glaszone, welche beim B. von Kollnitz in Lavantthal stark veränderte schieferige und quarzitische Einschlüsse umgibt, beobachtete Prohaska eine Bildung von mikroskopischem Cordierit und Spinell; da die Schieferbrocken selbst cordieritfrei sind, so bildeten sich diese Mineralien seiner Ansicht nach durch die Vermischung des Basaltmagmas mit der durch das randliche Einschmelzen der Einschlüsse gelieferten Masse (Sitzgsber. Wiener Akad. XCII. 1885. 20).

Aus Island berichtete Krug von Nidda, dass bei Djupavogr eine zwischen zwei parallelen Doleritgängen eingeschlossene Thonsteinmasse in der unmittelbaren Berührung mit dem Dolerit bis auf einen Fuss weit in einen dunkelblauen schieferigen Obsidian umgewandelt worden sei, der durch eine blaugraue hornsteinähnliche Masse in den unveränderten Thonstein übergeht (Karsten's Archiv VII. 1834. 524). Später erwähnt Bunsen in demselben Sinne, dass isländische Trappgänge das z. B. aus Tuff bestehende Nebengestein sehr häufig mehrere Fuss weit zu einer obsidian- oder pechsteinähnlichen Masse metamorphosirt haben (Ann. d. Chem. u. Pharmacie LXII. 1847. 56).

Veränderungen von Kohlen.

Was die Einwirkungen des Basalts auf Kohlen betrifft, so liefert ein altberühmtes Beispiel der Meissner in Hessen, wo ein Braunkohlenlager von einer mehrere hundert Fuss mächtigen bedeckenden Basaltmasse nur durch eine schmale ganz verhärtete und verworren säulige Thonschicht (sog. Schwühl) getrennt wird. Die auffallende Veränderung der Braunkohle reicht abwärts auf 7—8 Fuss Erstreckung. Zunächst dem Schwühl, also auch dem Basalt erscheint die Kohle

anthracitähnlich, metallglänzend, muschelig brechend (I), sodann eine stengelig oder prismatisch abgesonderte, ganz anthracitähnliche Steinkohle, die sog. Stangenkohle (II); in allmählichem Übergang verläuft dieselbe durch muschelige Glanzkohle (III) und Pechkohle bis in die nicht mehr veränderte Braunkohle (IV). Der Kohlenstoffgehalt und das spec. Gewicht betragen in I: 80,40% und 1,412; in II: 78,14% und 1,397; in III: 62,20% und 1,286; in IV: 59,92% und 1,201. Über v. Lasaulx's Versuche, durch Einwirkung flüssiger Hochofenschlacke auf die Braunkohle IV die Vercokung und stengelige Absonderung künstlich nachzuahmen, vgl. Sitzgsber. niederrh. Ges. zu Bonn 1869. 85, auch 1871. 152; es entstand eine Stangenkohle mit 79,21% Kohlenstoff und 1,363 spec. Gew. Vgl. auch ebendas. 1869. 6 über einen Braunkohlen-Einschluss in der Lava des Roderbergs bei Mehlem.

Ähnliche Erscheinungen finden sich im Contact mit B. am Hirschberg bei Gross-Almerode (Uthemann, Abhandl. pr. geol. L.-Anst. 1892. Heft 7), bei Utweiler, n.w. vom Siebengebirge (Nöggerath in Karsten's Archiv V. 1832. 138), bei Skeggjastadr an der Ostküste von Island zwischen Raufarhavn und Vopnafjördr. Ja nach Rink müssen Lager einer völlig graphitartigen Masse, welche bei Karsok in Nordgrönland ein auf Dolerit ruhender Sandstein eingeschaltet enthält, unzweifelhaft als aus Braunkohle entstanden gelten. — Auf der Segengotteszeche bei Salesl hat ein Basaltgang das hangende Braunkohlenflötz theils zu einer Breccie verändert, theils in polyëdrische Säulchen abgesondert, wobei sich das Bitumen an entfernten Stellen zu bisweilen kopfgrossen Nestern von Pyroretin zusammenzog (A. E. Reuss, Teplitz und Bilin 1840. 112). — In England und Schottland sind in ähnlicher Weise Steinkohlenflötze durch Bitumenverlust umgewandelt worden und bemerkenswerth sind die grossen Entfernungen, bis wohin die Alteration sich erstreckt, wie sich denn der Einfluss des B. zu Cockfield-Fell in Durham auf 90, zu Blythe in Northumberland gar auf 120 Fuss geltend machen soll (v. Leonhard, Basaltgebilde II. 370. 373); vgl. auch Wurm über die Cokes-Säulen an dem von Basaltgängen durchzogenen Kohlenflötz von Vinařitz bei Kladno, Verh. geol. R.-Anst. 1881. 231. Über Umwandlungen bei Mährisch-Ostrau vgl. Gümbel, Verh. geol. Reichsanst. 1874. 55 und Jicinsky ebendas. 1880. 247. — S. über diese Vorgänge auch I. 601.

b) Durch trachytische Gesteine.

Die von den trachytischen Gesteinen auf das Nebengestein sowie auf eingeschlossene Bruchstücke ausgeübten Contactwirkungen kaustischer Art sind mit denjenigen übereinstimmend, welche an Basalten beobachtet werden und bei diesen ausführlicher zur Sprache gebracht sind. Wenn die Beispiele für solche trachytische Contacteinwirkungen sich in der Literatur weitaus spärlicher als die entsprechenden für die Basalte finden, so liegt das wohl in erster Linie an der gegen die Basalte zurücktretenden Verbreitung der Trachyte. Die in das trachytische Magma etwa hineingerathenen basischeren Gesteinsbruchstücke dürften überdies wohl bald zu völliger Einschmelzung und zu gänzlichem Verschwinden gelangt sein.

Poulett Scrope sah auf der Insel Ponza das an den Trachyt angrenzende Trachytconglomerat überall bis auf eine Entfernung von 2—30 Fuss hin in eine glasähn-

liche pechsteinartige Masse von dunkelbouteillengrüner Farbe umgeschmolzen, in welcher viele Feldspath- und Glimmerkrystalle ausgeschieden waren (Transact. of geol. soc. (2) II. 205). Am Puerto del Genoves (Cabo de Gata), wo Rhyolithtuff von Hypersthenaugitandesit durchbrochen und überdeckt wird, ist der erstere am Contact etwa einen Fuss breit geschmolzen und zu einem hellbraunen Glas erstarrt, welches, wie der Tuff selbst, Biotit und Quarz enthält (Osann, Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 341). — Die im Trachyt von Le Pertuis im Velay eingeschlossenen Granitbruchstücke erscheinen ganz so, als seien sie dem Ofenfeuer ausgesetzt gewesen: die Feldspathe sind glasig und bröckelig geworden, oder zu weissem Email umgewandelt, der Glimmer ist rothbraun oder schwarz, die innersten Partieen solcher Fragmente sind mitunter vollkommen verschlackt. — Zufolge August Reuss ist am Holaikluk unfern Proboscht in Böhmen die von trachytähnlichem Phonolith bedeckte Braunkohle eisenschwarz geworden, vielfach zerborsten und stellenweise prismatisch abgesondert (Teplitz und Bilin 110). Eine eingedrungene Masse von Domit (Trachyt) hat bei Commentry ein Steinkohlenflötz vercokt und in deutliche 4—6 cm lange Prismen abgesondert (Martin in Comptes rendus XXXI. 1850. 657).

Die in den Trachyt des Capucin am Mont Dore hineingerathenen Bruchstücke von Cordieritgneiss bestanden aus Feldspath und Quarz, weiter aus blauem Cordierit, Andalusit, Sillimanit, hellem Korund, blassem Granat, Biotit. Die letzteren Mineralien sind mit Ausnahme des Biotits und des (mit secundären Glaseinschlüssen erfüllten) Cordierits nicht beeinflusst und bilden gewissermassen das Gerüst des Einschlusses. Quarz und Feldspath werden ohne äussere Deformation der Einschlüsse resorbirt und durch neugebildeten Orthoklas (mit wenig Tridymit) ersetzt. Da das Volumen des neuen Orthoklases (und Tridymits) dem des alten Feldspaths und Quarzes nicht entspricht, so entstehen Cavitäten im Einschluss, in welchen Orthoklas, Tridymit, Hypersthen, Magnetit, Spinell, Eisenglanz krystallisirten; dies erfolgt insbesondere in den helleren Streifen der Einschlüsse, welche den cordieritarmen Quarzfeldspath-Lagen des Gneisses entsprechen; in den letzteren hat sich auf den Gneissfeldspathen auch neugebildeter klarer Orthoklas abgesetzt. In der Gegend von Monistrol kommt ein ebenfalls Cordierit und Andalusit führender Gneiss anstehend vor, der mit den im normalen Zustand reconstruirt gedachten Einschlüssen genau übereinstimmt. Ausser jenen veränderten Gneisseinschlüssen enthält der Rocher du Capucin noch alterirte Bruchstücke von Trachyten (mit u. a. Pseudobrookit, Hypersthen, seltenem Fayalit auf den Drusen), Andesiten, Diabasen, Dioriten (Lacroix, Comptes rendus, 26. Jan. 1891). Auch auf Drusen von andesitischen Einschlüssen im Trachyt fand sich einmal Fayalit neben Hypersthen, Biotit, Magnetit. — Vgl. noch Granit im Trachyt vom Lohrberg im Siebengebirge (Pohlig, Sitzgsber. niederrhein. Ges. Bonn 1877. 167); Granit in den Andesitlaven der Insel Camiguin, Philippinen; Biotit nicht eingeschmolzen (Renard, Report on the petrol. of oceanic isl. 169).

Im Phonolith von Oberschaffhausen (Kaiserstuhl) bestehen Einschlüsse sehr biotitreichen feinkörnigen Gneisses aussen aus abwechselnden schwarzen und weissen Lagen und zeigen eine grüne schmale Augitzone; zur Hauptsache werden die weissen Lagen aus Natrolith und etwas grünem Augit, die schwarzen aus braunem, manchmal rubellanähnlichem Biotit zusammengesetzt, welcher reich ist an Erzkörnern; zwischen den Biotitblättern liegen Korundkörner, dunkelgrüne eisenhaltige Spinelle, auch wohl Rutilkryställchen (Hussak, N. Jahrb. f. Min. 1885. II. 78). Andere Gneisseinschlüsse in Phonolithen des Kaiserstuhls (mit Tridymitbildung aus dem Quarz) wurden von Graeff untersucht. Vgl. noch Granit und Gneiss in den Phonolithen des Boržen und des Blauensteins bei Oberleuthendorf (Reuss, Teplitz u. Bilin 1840. 252).

Bei St. Pierre-Eynac im Velay haben oligocäne Thone durch Phonolith Veränderungen erfahren: Quarz ist verschwunden, das poröse Gestein besteht aus Thon, Serpentin und Opal mit Krystallen von Spinell, farblosen Augiten und Hornblenden; Mergel sind mit Feldspath imprägnirt (Termier, Bull. serv. c. géol. Fr. II. 1890. Nr. 13). — Die mergeligen Schiefer an der Ostseite des Trachyts von Monte Catini sind nach Lotti durch letzteren bis auf 12 m Abstand »sphaerolithisch« geworden, bisweilen gebleicht oder verkieselt; die sogenannten Sphaerolithe in den Kalken enthalten einen Kern von Eisenkies. Dasselbe ist auch den dortigen pliocänen Mergeln widerfahren (Boll. com. geol. d'Italia XV. 1884. 393). — Andesit (sog. Labrador-Biotit-Granat-Trachyt) hat am Csódiberg, am Babiberg bei Gran u. a. O. die oligocänen Tegelschichten »deutlich gebrannt, gehärtet und dunkel gefärbt«, bei Gran eine oligocäne Braunkohle in Cokes verwandelt (A. Koch. Z. geol. Ges. 1876. 307). — Zufolge Neminar haben im Eruptivgebiet von Banow die Hornblende- und Augitandesite den Wiener Sandstein gefrittet, seinen Mergelschiefern ein jaspisähnliches Aussehen verliehen und sie zu einer homogenen, weisslich grauen, muschelig brechenden Masse verändert (Miner. Mitth. 1876. 143).

Suess führt (Antlitz der Erde I. 1885. 193) an, dass am w. Fusse des Monte Venda in den Euganeen, bei Fontana Fredda, eine Masse von »Oligoklas-Trachyt« die auflagernden tithonischen Schichten 2—3 Fuss weit in lichten körnigen Marmor umgewandelt hat und eine grössere oder geringere Marmorisirung auch noch aufwärts in den Kalkknollen zu erkennen ist. — Doelter beobachtete an einer ö. vom Monte Batalha auf Mayo (Capverden) im Phonolith liegenden und körnig gewordenen, magnetitführenden Kalksteinscholle eine 2 mm breite Zone von Epidot und Granat (Vulk. Gest. u. Min. d. Capverd. Inseln. 1882. 91). — Über die als Umwandlungsproduct von Kalksteineinschlüssen geltenden Wollastonitaggregate im Phonolith von Oberschaffhausen s. II. 457; über die ebenso gedeuteten Einschlüsse von Wollastonit u. a. Mineralien in der Santorinlava II. 826. — Auch aus Siebenbürgen werden von tertiären trachytischen Gesteinen Contactwirkungen berichtet, welche an die Entstehung von Kalksilicathornfels bei Graniten anklingen. Die eocänen Sandsteine, Thone und Kalkmergel von Oláhlápos-bánya in Siebenbürgen fand A. Koch im Contact mit Augithornblendeandesit metamorphosirt, in den Kalkmergeln hatten sich Epidot und Granat gebildet (Földtani Közlöny 1880. 173). In der Secelschlucht bei Boisora sind Gänge quarzreicher Dacite (vielleicht Quarzpropylite) begleitet von sehr merkwürdigen Contactbildungen, an den Salbändern erscheinen in den kalkigen Schiefern namentlich Granat, Epidot und Eisenkies, zuweilen bis zum Verschwinden des Kalks (A. Koch u. Kürthy, Jahrb. siebenbürg. Museumsvereins 1878. 281; auch vom Rath in Sitzgsb. niederrhein. Ges. 1879. 265, wo einige Zweifel an der tertiären Natur des Eruptivgesteins geäussert werden).

Über die von K. Vogelsang beschriebenen mineralreichen, knollenförmigen, fragmentaren oder schlierenähnlich verwachsenen Einschlussmassen im Hornblendeandesit der Eifel vgl. I. 600 und II. 609; es ist wahrscheinlich, dass es sich hier um Umwandlungsproducte eingeschlossener Bruchstücke von krystallinischen Schiefern handelt, welche vielleicht ihrerseits durch unterirdische Contactmetamorphose des Thonschiefers entstanden sind. Vogelsang weist auf die manchfache Ähnlichkeit hin, welche diese Massen mit den von Koch beschriebenen merkwürdigen »begleitenden Bestandmassen« im Kersantit von Michaelstein (II. 522) besitzen.

Ganz übereinstimmende Massen finden sich auch in den trachytischen Gesteinen des Siebengebirges, namentlich in dem Andesit der Wolkenburg (K. Vogelsang a. a. O.;

38; vgl. auch Pohlig, Min. u. petr. Mitth. III. 336; Verh. naturh. Ver. pr. Rh. u. Westph. 1888. 89; Sitzgsber. niederrh. Ges. 9. Juli 1888). — Auch durch andere Funde wird die Existenz einer unterirdischen Granit-Schiefer-Contactzone unterhalb des Siebengebirges und des Laacher-Seegebiets erwiesen. Pohlig beobachtete im Trachyt der Perlenhardt und im Hornblendeandesit der Wolkenburg Einschlüsse von Fleckschiefern, gefleckten Hornschiefern, Chiastolithschiefern, gefleckten Andalusithornschiefern (deren Beschaffenheit er allerdings anfangs als durch den Trachyt hervorgebracht betrachtete). Desgleichen enthalten die Trachyttuffe des Siebengebirges ähnliche Contactproducte, u. a. auch Andalusitglimmerschiefer und Chiastolithschiefer mit blauem Sapphir (Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1885. 258; 1886. 84; 1887. 167; Verh. naturh. Ver. 1880. 90; 1888. 89; Z. geol. Ges. 1888. 645). Hieran reiht sich die Auffindung von cordierithaltigen, auch granatführenden schieferigen Hornfelsen und von Knotenglimmerschiefern in den Auswürflingen des Laacher Sees seitens Dittmar, (Verh. naturh. Ver. 1887. 502; vgl. auch v. Lasaulx ebendas. 1884. 423; ferner Th. Wolf, Z. geol. Ges. 1867. 451 und 1868. 1). In den begleitenden Basalten des Siebengebirges und der Eifel sind Einschlüsse dieser Art nicht bekannt. — Über die Einschlüsse cordierithaltiger Gesteine in den Andesiten vom Hoyazo u. a. des Cabo de Gata siehe II. 614.

Eruptive Olivingesteine (Peridotite z. Th.) und **Pyroxengesteine.**

Unter den Gesteinen, welche sich einerseits durch die sehr reichliche Gegenwart oder das oftmalige Vorwalten des Olivins, andererseits durch die gänzliche Abwesenheit oder das äusserst spärliche Vorkommen von Feldspath auszeichnen, gibt es solche, für welche die Zugehörigkeit zu den massigen Eruptivgesteinen als hinlänglich verbürgt, oder in hohem Grade wahrscheinlich gelten muss, während gewisse andere Vorkommnisse in einer Weise mit krystallinischen Schiefern verbunden und darin ohne ersichtlich durchgreifende Lagerungsverhältnisse eingeschaltet erscheinen, dass sie geologisch wohl nicht davon getrennt werden können, wenngleich sie sich petrographisch oft nicht sonderlich durch schieferige Structur auszeichnen und auch sonst den erstgenannten in den meisten Beziehungen völlig gleichen. Für manche weitere Vorkommnisse ist die von ihnen eingenommene geologische Stellung aber überhaupt sozusagen unbekannt. Trotz der Schwierigkeiten, die sich daher einer Sonderung der Olivingesteine in Eruptivmassen und Dependenzen der krystallinischen Schiefer entgegenstellen, mag doch hier ein darauf bezüglicher Versuch gemacht werden, welcher, wenn ihm auch manche spätere Berichtigung zu Theil werden dürfte, immer noch zweckmässiger ist, als das sonst nur übrig bleibende Verfahren, alle Olivingesteine entweder hier an dieser Stelle oder erst unter der Abtheilung der krystallinischen Schiefer zu besprechen. Wo die geologische Rolle zweifelhaft ist, wurde dies hinzugefügt.

Die den sehr reichlichen oder vorwaltenden Olivin begleitenden Mineralien sind auf dem hier zur Sprache kommenden Gebiet vor allem Glieder der Pyroxengruppe (Augit, Diopsid, Diallag, Enstatit und Bronzit) sowie der Amphibolgruppe, auch wohl Biotit; in geringerer Menge erscheinen, häufiger zu mehreren als einzeln Magnetit, Titaneisen, Chromit und Picotit oder ein anderes braunes oder grünes Spinellmineral; Apatit ist oft in bemerkenswerther Weise relativ selten. Des sehr charakteristischen gänzlichen Fehlens oder Zurücktretens von Feldspath wurde schon oben gedacht. Quarz fehlt stets. Granat findet sich nur in besonderen Vorkommnissen. — Der Olivin ist sehr häufig als automorphe Individuen in den Bisilicaten eingewachsen, weshalb bei seiner erfolgten Serpentinisirung matte Fleckchen auf den Spaltflächen dieser Mineralien hervortreten.

Diese Gesteine liegen aber vielfach, mit allen Zwischenstadien, in einem hochgradigen Umwandlungszustand vor, indem der Olivin vor allem zur Bildung von Serpentin Veranlassung gegeben hat, welcher auch aus dem Enstatit entsteht; der aus dem ersteren hervorgegangene zeigt mehr ein irregulär verlaufendes Maschennetz, der auf den letzteren zurückzuführende mehr eine regelmässige Gitterstructur. Ja die meisten normalen Serpentine sind vermittels eines sowohl den eruptiven als den zu krystallinischen Schiefern gehörigen Olivingesteinen widerfahrenen Umwandlungsprocesses entstanden, wenn auch manche Serpentine alterirte Hornblende- und Pyroxengesteine darstellen; die Verbreitung dieser Olivingesteine auf Erden muss also früher erheblich grösser gewesen sein. Andererseits setzt sich der Olivin auch in Talk, Chlorit, Aktinolith um.

Einige der eruptiven Olivingesteine geben durch den geologischen Verband mit Olivindiabas, Olivingabbro, Olivinnorit, Dolerit zu erkennen, dass sie eigentlich nur feldspathfreie oder äusserst feldspatharme Ausbildungsweisen der letzteren sind, worauf auch wohl die Übereinstimmung in der specielleren Beschaffenheit der sonstigen Gemengtheile verweist. Für viele andere Olivingesteine, welche eine ganz selbständige Stellung besitzen, lässt sich ein solcher — an sich ja auch keineswegs nothwendiger — Zusammenhang durchaus nicht nachweisen.

Die Olivingesteine in ihrer Gesammtheit werden wohl auch Peridotite genannt, welcher Name indess für diejenigen Sprachen fremdartig klingt, in welchen das leitende Mineral selber nicht Peridot sondern Olivin heisst. Die Bezeichnung Olivinit tönt nicht eben gut, abgesehen von der möglichen Verwechslung mit dem Mineral Olivenit. — Nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse gibt es unter den Olivingesteinen namentlich folgende Combinationen, für welche zum Theil besondere Bezeichnungen sich entwickelt haben:

1) Olivin fast ganz allein vorhanden, daneben nur etwas Chromit oder Picotit. Dunit.
2) Olivin nebst monoklinem Augit, oft auch in grösserer Menge Hornblende, Biotit. Pikrit und Palaeopikrit.
3) Olivin mit Augit und Granat. Eulysit (bis jetzt nur als Glied krystallinischer Schiefer bekannt und deshalb an dieser Stelle nicht behandelt).
4) Olivin mit Diallag und Hornblende. Wehrlit.

5) Olivin mit Enstatit. Enstatit-Olivingestein, Schillerfels, Harzburgit.
6) Olivin mit Enstatit, Diopsid, Picotit. Lherzolith.
7) Olivin mit Amphibol. Amphibol-Olivingestein, Cortlandtit.
8) Olivin mit Biotit. Biotit-Olivingestein.

Dunit.

Dies 1859 von F. v. Hochstetter aufgefundene und benannte Gestein setzt, in engster Verbindung mit Serpentin stehend, auf der Südinsel Neuseeland die mächtige Bergmasse des 4000 F. hohen Dun Mountain s.ö. von Nelson zusammen, die einem grossartigen eruptiven Serpentinzug angehört, welcher auf eine Entfernung von 80 Miles mit einer Mächtigkeit von 1—2 Miles einherläuft. Der fast ganz aus körnigem Olivin bestehende Dunit ist von lichtgelblichgrüner bis graugrüner Farbe, auf dem frischen, eckig körnigen und grobsplitterigen Bruch mit Fettglanz bis Glasglanz; spec. Gew. 3,295. V. d. L. färben sich kleine Splitter rostgelb, schmelzen aber nicht; in HCl ist das Gestein fast vollständig zersetzbar. Ein schwarzes Spinellmineral in bis nadelkopfgrossen, an den Kanten abgerundeten Oktaëdern begleitet als charakteristischer accessorischer Gemengtheil den Olivin; v. Hochstetter erkannte in ihm Chromit, während Sandberger dasselbe für Picotit hielt, da die Härte 8 beträgt (für Chromit nur 5,5). Petersen und Senfter analysirten solche isolirte Körner und fanden darin 56,54 Cr_2O_3, 12,13 Al_2O_3, 18,01 FeO, 0,46 MnO, 14,08 MgO, Spuren von Co und Ni; spec. Gew. 4,115. Das Mineral steht also allerdings chemisch dem Chromit viel näher als dem üblichen Picotit (I. 428). Sandberger führt auch an, nach der Einwirkung von HCl sehr seltene helllauchgrüne Körner von Chromdiopsid, sowie Enstatit beobachtet zu haben und ist daher der Ansicht, dass eine Unterscheidung von Dunit und Lherzolith grundlos sei, was angesichts der quantitativen Betheiligung der Mineralien wohl nicht zugegeben werden kann. — Analysen des möglichst von Chromit befreiten Dunits I nach Reuter, II nach Madelung.

	SiO_2	MgO	FeO	Na_2O	NiO	H_2O	
I.	42,80	47,38	9,40	Sp.	—	0,57	(100,15)
II.	42,69	46,90	10,09	—	Sp.	0,49	(100,17)

Mit Vernachlässigung des Wassers ist das Sauerstoffverhältniss von SiO_2 : (MgO + FeO) bei I = 22,3 : 21,1, bei II = 22,1 : 21,0, also wie 1 : 1, wie es dem Olivin zukommt; eine grössere Betheiligung von Diopsid oder Enstatit ist nach diesen Analysen ausgeschlossen. Vgl. v. Hochstetter, Geol. v. Neuseeland 1864. 218; Z. geol. Ges. XVI. 1864. 341; N. Jahrb. f. Min. 1866. 76. — Sandberger, ebendas. 1866. 388. — Petersen u. Senfter, ebendas. 1869. 370.

Gesteine, fast allein zusammengesetzt aus Olivinkörnern mit eingeschlossenen Körnern von Chromit und Picotit beobachtete Judd auf den Shiants-Inseln und im

Centraltheil von Rum; sie hängen geologisch mit Gabbros und Doleriten, auch Pikriten von tertiärem Alter zusammen (Quart. journ. geol. soc. XLI. 1885. 389).

Sehr eingehend sind von Diller die ausgezeichneten Dunite untersucht worden, welche als wohlcharakterisirte Gänge bei Willard in Elliott Co. im ö. Kentucky fast horizontale carbonische Schiefer und Sandsteine durchbrechen und Bruchstücke dieser Gesteine, mit deutlichen Spuren der Einwirkung, auch von Granit enthalten; am Contact mit den Schiefern zeige sich eine variolitähnliche Beschaffenheit des Eruptivgesteins. Die Gesteine sind der grössten Hauptsache nach ein Aggregat von theilweise serpentinisirten Olivinkörnern; daneben findet sich Pyrop (mit nur 0,91 Cr_2O_3) mit einer Hülle, die aus Biotit, mit etwas Magnetit und Picotit gebildet wird; kleine gelbe Oktaëder und Körnchen werden wegen ihres Titangehalts als Anatas angesprochen, der wie der Magnetit aus Titaneisen hervorgegangen sei (vielleicht Perowskit nach Williams). Das Gestein besteht aus noch primär erhaltenen: 40 Olivin, 8 Pyrop, 2,2 Titaneisen, 1 Enstatit, 1 Biotit, sowie secundären: 30,7 Serpentin, 14 Dolomit, 2 Magnetit, 1,1 Anatas. Es enthält u. a. 29,81 SiO_2, nur 2,01 Al_2O_3, 32,41 MgO (Amer. journ. of sc. (3) XXXII. 1886. 121; Bull. U. S. geological survey Nr. 38. 1887). — Es ist bemerkenswerth, dass hier in diesem zweifellosen Eruptivgestein der Granat den Olivin begleitet, da andererseits zu den krystallinischen Schiefern auch so manche granatführende Olivingesteine gehören. — Aus Japan ist vom Abukumagebirge ein gangförmig in tuffigem Pyroxenit aufsetzender Dunit bekannt, wesentlich aus Olivin bestehend, mit Chromit und etwas Hypersthen; wo der Gang mächtiger wird, wechselt die sonst feinkörnige Structur in grobkörnige (T. Harada, Die japan. Inseln, Berlin I. 1890. 75).

Pikrit.

Mit diesem Namen (von πικρός, wegen des bedeutenden Gehaltes an Bittererde) bezeichnete Tschermak zuerst (Sitzgsber. Wiener Akad. 8. März 1866) lagerartige und gangförmige Massen, welche an vielen Punkten in dem Hügelland am Fuss der schlesischen Karpathen in der Umgebung von Teschen und Neutitschein als gleichzeitige Bildungen mit den Gliedern der Kreideformation auftreten und welche er bis zur Hälfte aus Olivin bestehend erkannte, während er andererseits anfangs Feldspath, Diallag, Hornblende und Magneteisen darin angab; später (Die Porphyrgest. Österr. 1869. 244) wird richtig der Feldspath darin nicht mehr erwähnt. Nach seiner Beschreibung sind die sehr zähen Gesteine frisch schwarzgrün; sie bestehen aus Olivin, dessen meist vollständig ausgebildete Krystalle, zuweilen ⅜ Zoll lang, in einer schwarzen, makroskopisch fast dichten Masse liegen; letztere enthalte Individuen von Hornblende, Diallag und Biotit, von welchen immer solche einer Art überwiegen, ausserdem Magnetit, öfters etwas Calcit und eine fast farblose die Zwischenräume erfüllende Masse, welche »theils aus einem Gewebe von Mikrolithen, theils aus einem structurlosen einfachbrechenden Glas besteht«. Deutliche Feldspathe fehlen. Tschermak beschreibt eingehend die Varietäten von Söhle mit Biotit und Hornblende, von Freiberg und vom Gümbelberg mit vollkommen monotom spaltbarem Diallag (vgl. auch Sitzgsber. Wien. Akad. LIX. 13. Mai 1869) sowie spärlichem Biotit, von Schönau mit Biotit und Apatit, von Marklowitz und Dzingellau. Bastit fand sich

in dem veränderten Gestein von Söhle. An einigen Orten erscheint auch eine amygdaloidische Modification. Das Gestein von Söhle (sp. Gew. 2,961) hat die Zusammensetzung: 38,9 SiO_2, 10,3 Al_2O_3, 4,9 Fe_2O_3, 7,0 FeO, 6,0 CaO, 23,6 MgO, 0,8 K_2O, 1,3 Na_2O, 4,5 H_2O, 1,8 CO_2 (99,1). Überall ist der Olivin mehr oder weniger serpentinisirt. Mit den frischeren kommen zahlreiche zersetzte Gesteine vor, mit Pseudomorphosen nach Olivin (Madelung, Jahrb. geol. R.-Anst. 1864. 7). Die Reihe der Umwandlungen endet mit einem kalkreichen Chloritgestein; die sich ausscheidende Kieselsäure bildet kieselige Zonen in dem Nebengestein. Bei der Verwitterung entwickelt sich kugelige Absonderung.

Diesen Angaben wäre noch hinzuzufügen, dass die Gemengtheile, namentlich der Olivin, zum grossen Theil deutlich automorph sind, die Hornblende im Schnitt tiefbraun wird, der Pyroxen gewöhnlich nicht Diallag, sondern hellbrauner Augit, oft in knäuelartig zusammengehäuften Individuen (bisweilen randlich von Hornblende parallel umwachsen) ist, dass automorpher Apatit in langen querzerbrochenen Prismen nicht selten vorkommt. Unter den Bisilicaten spielt eigentlich keines eine besonders ins Auge fallende Hauptrolle und gerade charakteristisch ist ein bei Ellgoth auftretender Pikrit, welcher Augit, Hornblende und Biotit zu fast gleichen Theilen enthält. Was die oben angeführte Basis betrifft, so ist dieselbe zufolge Rosenbusch im frischen Zustand blassbräunliches etwas globulitisches Glas; doch scheint dasselbe als solches auch in Vorkommnissen mit relativ nicht allzusehr umgewandelten Olivinen sehr selten zu sein; Hussak konnte gleichfalls im Pikrit von Ellgoth kein Glas entdecken. Sollte es sich nicht hier um ein äusserst feines und verworrenes Aggregat von Fasern handeln, welche durch gegenseitige nahezu vollständige Compensation isotrop scheinen? Zwischen den Gemengtheilen liegt nämlich oft eine blass seegrüne oder bläulichgrüne schwach doppeltbrechende Substanz mit eben noch erkennbarer Aggregatpolarisation und kurzbüschelig-faseriger Structur, die sich von den serpentinischen Umwandlungsproducten des Olivins manchmal deutlich, manchmal minder gut unterscheiden lässt und chloritischer Natur zu sein scheint; vielleicht ist in ihr ein Umwandlungsproduct jenes angegebenen Glases zu sehen. Auffallend ist, dass Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 516) diese schlesischen Gesteine Pikritporphyrite nennt, trotzdem sie gar nicht die von ihm für einen Porphyrit geforderten zwei Generationen von Gemengtheilen aufweisen; es scheint hier noch ein Rest seiner früheren Anschauung nicht ausgetilgt worden zu sein, nach welcher ein basisführendes Gestein Porphyr zu heissen habe.

Möhl gab im XV. Bande der Abhandl. der naturforsch. Ges. zu Görlitz (1874) eine kurze Beschreibung des Gesteins vom Weinberg bei Freiberg in der Nähe von Neutitschein, und gelangt dabei zu dem ganz ungerechtfertigten Resultat, »Pikrit ist olivinreicher Basalt«. Im N. Jahrb. f. Min. 1875. 701 besprach er den »Olivinfels« (d. h. Pikrit) von Ellgoth an der Olsa bei Teschen.

Im Inneren der Insel Rum und auf den Shiants-Inseln (West-Schottland) fand Judd, zusammenhängend mit Gabbros, Doleriten und Duniten von tertiärem Alter ausgezeichnete Pikrite; sie bestehen aus lichtgrünem oder bräunlichem Augit, stellenweise mit Flüssigkeitseinschlüssen oder mit parallel $\infty P \infty$ gerichteten Ein-

schlüssen wie im Diallag und äusserst frischem, kaum angegriffenem Olivin (ebenfalls mit Flüssigkeitseinschlüssen und den sternförmigen Interpositionen); accessorisch Feldspath, Biotit, Hypersthen, Magnetit, Chromit oder Picotit (Quart. journ. geol. soc. XLI. 1885. 390).

Hussak beschreibt ein äusserlich basalt- oder melaphyrähnliches postliasisches Eruptivgestein, welches im Aninaschacht zu Steierdorf im Banat jurassische Kohle und Schiefer verändert hat, als Pikritporphyr. Der auch grössere Ausscheidungen bildende Olivin, z. Th. in scharfen Krystallen, ist meist noch ganz frisch, hier und da in ein dunkelbraunes radialfaseriges Aggregat umgewandelt; er enthält Einschlüsse von Glas, Augit, Hornblende und sehr schönem Picotit. Der lichtröthliche Augit, zonar gebaut und vielfach mit Hornblende verwachsen, hält ebenfalls Glas und seltene Picotitoktaëder. Auch die dunkelbraune Hornblende ist meist recht regelmässig begrenzt. Diese Gemengtheile liegen mit Magnetit und Chromit in einer reichlichen farblosen bis bräunlichen isotropen Glasbasis, welche sehr viele blassgrünliche Augitmikrolithen und seltenere grauliche felsitähnliche Fasern enthält. Kalkspath und Eisenoxydhydrat sind secundär. Makroskopisch enthält das Gestein noch Körner und Kornaggregate von Quarz mit vielen Einschlüssen von Flüssigkeit und spärlichen von Glas (letztere vielleicht auf Spältchen eingedrungenes Magma); diese Quarze sind von einem Kränzchen grüner Nädelchen umgeben (wohl Augit) und aller Wahrscheinlichkeit nach fremde Einschlüsse. Das Gestein zeigt Drusen und Mandeln von Kalkcarbonat. Beim Anschlagen quillt aus den zahlreichen, nicht über 1 mm grossen Blasenräumen eine theils gelbe seifenschaumartig emporgetriebene, theils braune wachsartige Substanz hervor. Das Gesteinspulver liefert beim Extract mit Äther 0,5% eines wachsartigen ozokeritähnlichen Körpers; aus Drusenräumen tritt eine schwach nach Petroleum riechende wässerige Flüssigkeit aus. In der Analyse, welche einen Defect von ca. 5% gibt, sind die Alkalien nicht bestimmt, der Magnesiagehalt beträgt nur 9,07% (Verh. geol. R.-Anst. 1881. 258). Rosenbusch ist der Ansicht, dass das Gestein dem Monchiquit nahe steht (Min. u. petr. Mitth. XI. 1890. 465). Es ist wohl immerhin fraglich, ob dasselbe etwas mit den sonstigen Pikriten zu thun hat; näher liegt vielleicht die Vermuthung, dass es die feldspathfrei ausgefallene Modification eines Melaphyrs sei, gewissermassen ein Magmamelaphyr.

Auch noch sonst werden glasführende Olivingesteine dieser Art erwähnt. S.ö. von Murfreesboro, Pike Co., Arkansas, findet sich ein Intrusivgestein in untercarbonischen und untercretaceischen Sedimenten, welches, meist stark zu Walkerde zersetzt, in den relativ frischen olivengrünen Partieen (Bauschanalyse nur 0,78 Na_2O) u. d. M. besteht aus ehemaligen Olivinkörnern, gelblicher glasähnlicher Basis, bräunlichen Glimmerblättchen, farblosen Augiten, Magnetit, und ziemlich reichlichen gelben bis gelblichbraunen Körnchen, sehr wahrscheinlich Perowskit; letzteres Mineral erscheint auch in dem Serpentin von Syracuse; vgl. auch das Vorkommen von Elliott Co. S. 122 (Am. journ. sc. XXXVIII. 1889. 50). — Vielleicht würde sich hier anreihen das von Carvill Lewis als Kimberlit bezeichnete Gestein, welches in einer Tiefe von ca. 600 F. in dem diamantführenden »Blue ground« der südafrikanischen Minen compacte Massen bildet; dieselben zeigen in einer serpentinisch umgewandelten Grundmasse Ausscheidungen von abgerundeten Olivinkrystallen, von accessorischem Bronzit und dunkelumrandetem, oft verändertem Biotit, etwas Titaneisen, Perowskit und Pyrop; nur da führt auch dies Gestein Diamanten, wo es oft ganz mit eckigen Bruchstücken kohlereicher Schiefer erfüllt ist (Geol. Mag. (3) IV. 1887. 22).

Palaeopikrit. In seiner Schrift »Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges« 1874. 38 lenkte Gümbel die Aufmerksamkeit auf das Gestein vom Lanzknechtsberg bei Ullitz, welches Sandberger mit dem von den Schwarzen Steinen

bei Tringenstein in Nassau (N. Jahrb. f. Min. 1865. 449) analog befunden hatte, und fügt hinzu, dass er ein übereinstimmendes an mehr als 20 Stellen im Fichtelgebirge entdeckt habe. Dasselbe, jetzt vielfach zu chloritischen und serpentinartigen Substanzen zersetzt, sei ursprünglich ein olivinreiches Gestein mit Beimengungen von Enstatit, Chromdiopsid (Diallag) und Magneteisen gewesen; die Bauschanalyse ergab 26,92 % MgO. Das Gestein entbehre der mandelsteinartigen Ausbildung, dagegen beobachtet man in seinem Verband gewisse schalsteinartige Bildungen, d. h. tuffige, mehr oder weniger deutlich geschichtete, talkig beschaffene Gesteine, z. B. bei Mödlareuth mit 19,82 MgO. Gümbel schlug für dieses, innerhalb der palaeolithischen Schichten auftretende Gestein »wegen seiner Ähnlichkeit mit dem von Tschermak beschriebenen weit jüngeren Pikrit« die Bezeichnung Palaeopikrit vor. Dieser Name war indess für die hier ins Auge gefassten Vorkommnisse des Fichtelgebirges in Anbetracht der gegebenen Darstellung nicht eben treffend gewählt, weil dieselben zufolge der letzteren wenig mehr als die Olivinmenge mit dem Pikrit Tschermak's aus Österreichisch-Schlesien gemein haben würden, welcher daneben keinen Enstatit und Diopsid, sondern Augit, Hornblende und Glimmer führt, Gemengtheile, die ihrerseits aus dem Fichtelgebirge gar nicht erwähnt wurden. Viel eher hätte Gümbel, nach Maassgabe seiner Untersuchungen, die von ihm erwähnten Gesteine Palaeolherzolith nennen müssen. Das Gestein von den Schwarzen Steinen bei Wallenfels unfern Tringenstein an der Grenze des n. Nassau gegen das Darmstädter Hinterland, in welchem Sandberger (N. Jahrb. f. Min. 1865. 449 und 1866. 393) ausser dem Olivin Chromdiopsid (auf den Spaltungsflächen von tombakbraunen Glimmerblättchen überzogen) und Picotit erkannt hatte, wird auch von ihm als ein umgewandelter Olivinfels von der Beschaffenheit des Lherzoliths bezeichnet. Dass die Gümbel'sche Bezeichnung Palaeopikrit hier im Grunde genommen an sich nicht correct war, geht auch daraus hervor, dass Moesta, welcher zwei Jahre später im hessischen Hinterland wesentlich aus Olivin und Augit, mit accessorischer Hornblende, Biotit u. s. w. bestehende Gesteine fand (also wirklichen Palaeopikrit), diese mit dem Gümbel'schen Palaeopikrit für zwar nahe verwandt, aber davon immerhin wesentlich verschieden betrachtete und als ein »neues Gestein« bezeichnete (Sitzgsber. Marburger Ges. zur Beförd. d. ges. Naturwiss. December 1876). — Später hat es sich nun herausgestellt, dass die von Gümbel ins Auge gefassten Gesteine vorwiegend wirklich aus Olivin und Augit bestehen und gar nicht die von ihm ursprünglich angegebene Zusammensetzung besitzen, welche überhaupt nicht die des Pikrits ist, so dass der Name gleichwohl mit einem gewissen Recht den Vorkommnissen zukommt, auf welche er nach der anfänglichen Untersuchung mit Unrecht angewandt war.

Diese älteren sog. Palaeopikrite des Fichtelgebirges, Nassaus u. a. Gegenden lassen sich nun der Hauptsache nach folgendermassen charakterisiren. Es sind dunkle grünlichschwarze Gesteine, welche auf den ersten Blick an dunkle Diabase erinnern, bisweilen an gewissen Stellen etwas bronzefarbig schillernd durch die Gegenwart von Hornblende und Glimmer; die Blöcke, oft von grosser Zähigkeit, tragen eine pockig-narbige Oberfläche. Im jetzigen Zustand sind sie mehr oder weniger in serpentinische und chloritische Substanzen umgewandelt, doch erkennt man u. d. M. in der Regel noch ziemlich unzweifelhaft die ursprüngliche Zusammensetzung, welche manchmal selbst zum grössten Theil erhalten ist.

Der Olivin hat wohl den Hauptheil ausgemacht; er ist grösstentheils als automorphe Individuen ausgebildet (viel besser krystallisirt als im Lherzolith, Dunit und den meisten anderen Olivingesteinen), vielfach wie im schlesischen

Pikrit, vom Augit umschlossen (Juxtapositionszwillinge, bei welchen zwei Individuen in der üblichen Weise mit den Domenflächen $\breve{P}\infty$ aneinandergewachsen sind, liegen zufolge Brauns im Palaeopikrit von Bottenhorn im hessischen Hinterland). Oft wird durch den Verlauf der faserigen, stark doppeltbrechenden Serpentinschnüre ausgezeichnet die ehemalige Contour wiedergegeben, innerhalb deren auch noch viele Olivinreste ersichtlich sind. Anderswo ist durch das Zusammentreten mehrerer Serpentinfasersysteme die ursprüngliche Form verwischter; auch bilden sich concentrisch-feinfaserige Kügelchen. In dem Gestein von Amelose beschreibt Brauns um fast einen jeden Olivinkrystall eine äussere schmale farblose Zone, welche ebenfalls faseriger Serpentin ist, wobei aber die Fasern der Krystallumgrenzung parallel liegen. In dem Serpentin finden sich Oktaëderchen von Magnetit und kurze schwarze Fädchen und Härchen (vielleicht Titaneisen). Neben dem Serpentin bilden sich aus dem Olivin innerhalb des ersteren auch nicht selten ganz lichte tremolit- oder strahlsteinähnliche Amphibolnadeln oder ein filziges Aggregat derselben, welches mit dem sonst bei der Umwandlung des Olivins allein entstehenden grosse Ähnlichkeit hat. — Der Olivin im Pp. wurde von Oebbeke und Brauns als verhältnissmässig kalkreich befunden, ersterer erhielt sogar 14% CaO.

Der ganz demjenigen der schlesischen Pikrite gleichende Pyroxen dieser Palaeopikrite ist bald automorpher, bald xenomorpher monokliner Augit, theils mehr gelblich, theils mehr röthlich, stark prismatisch spaltbar (Diallag scheint nicht vorzukommen), auf den Sprüngen oft von infiltrirtem Serpentin erfüllt. Nach der Analyse von Brauns ist es ein normaler Thonerde-Augit. Er wird schwerer als der Olivin angegriffen, aber doch zu schuppigen oder faserigen chloritischen oder viriditischen Substanzen umgewandelt, liefert jedoch daneben auch wohl einen Theil des Serpentins. Brauns will die Erscheinung, dass an dem Ende von Augitprismen Biotit so sitzt, dass seine Lamellirung mit den Spaltrissen des Augits zusammenfällt, nicht als eine Parallelverwachsung, sondern als eine Umwandlung in Biotit deuten. — In gewissen Vorkommnissen ist der Augit grün, mehr diopsidartig; es mag hier daran erinnert werden, dass Sandberger in dem Gestein von den Schwarzen Steinen bei Tringenstein diesen anderen Pyroxen als Chromdiopsid bestimmte, dessen Gegenwart Oebbeke durch seine Analyse sicher nachwies. Solche Vorkommnisse unterscheiden sich von den anderen und haben etwas lherzolithartiges. Das Gestein vom Lanzknechtsberg bei Ullitz enthält aber keinen Chromdiopsid, sondern gewöhnlichen Augit. — Neben dem Augit bemerkt man bisweilen ziemlich reichlich, manchmal viel spärlicher braune Hornblende, wie es scheint, mehr automorph als der Augit, ferner in wechselnder Menge aber durchschnittlich seltener braunen Biotit, von welchem kleine Blättchen gern an den schwarzen Erzen kleben. Wie im schlesischen Pikrit umwächst die Hornblende randlich den Augit. Das schwarze Erz scheint theils Magnetit, theils Titaneisen zu sein. Gelbe Oktaëder im Serpentin, welche sich wie der Serpentin in HCl lösen, deutet Brauns als Pseudomorphosen von Serpentin nach Magnetit. Riemann erwähnt in einem Pp. des Kreises Wetzlar

sog. Titanomorphit. Etwas Apatit fehlt selten. Eintreten einer geringen Menge von accessorischen basischen Plagioklasleisten ist nicht ungewöhnlich; im Gestein von Oberdieten schätzt Moesta den Gehalt an Feldspath auf kaum 2%. Ein rhombischer Pyroxen scheint in der Regel nicht vorhanden, Enstatit wird nur von Schwarzenstein bei Trogen (Fichtelgebirge) angeführt, wo auch der Plagioklas in radialstrahlige Zeolithkugeln umgesetzt sein soll. Auch für ein Spinellmineral ist meist kein Anzeichen; der von Oebbeke angegebene Picotit findet sich eben in dem Gestein der Schwarzen Steine bei Tringenstein, welches überhaupt mehr lherzolithartig als palaeopikritartig ist. Nur Brauns führt Picotit in dem wie es scheint echten Pp. von Amelose und Bottenhorn an.

Im Allgemeinen unterscheiden sich die Palaeopikrite Nassaus und des Fichtelgebirges dadurch doch nicht unwesentlich von den schlesischen Pikriten, dass erstere unter den Bisilicaten den Augit ganz vorwaltend besitzen, während die letzteren meist erheblich reicher an Hornblende und Biotit sind, deren Menge durch die des Augits nicht übertroffen wird. Die Angabe von Rosenbusch, dass gelegentlich eine glasige Basis in unveränderter Beschaffenheit oder auch in verändertem Bestande aber von erhaltener Form auftrete, konnte in den deutschen Vorkommnissen nicht bestätigt werden. — Chemisch sind die hierher gehörigen Gesteine charakterisirt durch einen Gehalt an SiO_2 von 36—40, an MgO von 25—30, H_2O bis 8%, während Al_2O_3 und Alkalien nur relativ geringe Mengen (4—10%) ausmachen. Das spec. Gew. schwankt um 3.

Wie man sieht, ist die mineralogische Zusammensetzung dieser sog. Palaeopikrite im Ganzen aber immerhin mehr übereinstimmend mit der der cretaceischen Pikrite, als mit derjenigen der Lherzolithe. Mehrfach ist gesagt worden, dass diese Gesteine feldspathfreie Modificationen von Olivindiabasen seien. Die Natur und Structur der Mineralien, das bisweilige Eintreten von Feldspath sind dazu angethan, auf den ersten Blick diese Anschauung zu unterstützen. Doch scheint diese Charakterisirung in den meisten Fällen nicht mehr als eine petrographische Abstraction zu sein. Abgesehen davon, dass der Pp. in Folge seiner grossen Olivinmenge gar nicht das Verhältniss zwischen Olivin und Bisilicaten aufweist, wie ein normaler Olivindiabas, sind thatsächliche Übergänge in wirkliche typische, auf die übliche Weise Plagioklas führende Olivindiabase in Deutschland nicht bekannt, wo die Pp.e eine besondere, ganz unabhängige geologische Rolle spielen: Moesta sagt geradezu: »Gegen eine etwaige Differenzirung aus den olivinführenden Diabasen spricht entschieden das Vorkommen dieser Felsart.« Auch der schlesische Pikrit hat geologisch gar nichts mit Olivindiabasen zu thun. Wenn Lossen (Z. geol. Ges. XL. 1888. 372) einen hornblendehaltigen olivinreichen Pp. vom Stoppenberg bei Thale im Harz mit schwankendem, meist zurücktretendem, aber vielleicht nirgends ganz vermisstem Plagioklas wegen seines Gefüges und analogen Zusammenvorkommens mit den im Harz herrschenden echten Diabasen als einen »extrem olivinreichen« feldspatharmen Diabas betrachtet, so muss eingewendet werden, dass Diabase, welche überhaupt einen Olivingehalt besitzen, im Harz nicht bekannt sind. Bei Maxen in Sachsen ist eine kleine Masse von

feldspathfreiem olivinreichem Pikrit »sehr wahrscheinlich durch Übergänge« mit Diabas verknüpft, wobei »allerdings auffällig bleibt«, dass sich weder in diesem noch in anderen dortigen Diabasen »auch nur ein einziger Olivinkrystall auffinden liess« (Beck, Sect. Kreischa-Hänichen 1892. 19). — Eine Ausnahme bildet das merkwürdige, durch Mineralvertheilung, Makrostructur und Glasgehalt alleinstehende Vorkommniss von Blackburn (s. unten), und auch für Schottland führt Judd an, dass die Pikrite dort eine Facies von tertiären Gabbros und Doleriten darstellen.

Bei der folgenden Zusammenstellung der angegebenen Vorkommnisse sei bemerkt, dass auch wohl solche von mehr lherzolithartigem Charakter darunter sein mögen. Im Devon und Culm der Dill- und oberen Lahn-Gegend findet sich eine ganze Menge von Punkten; zahlreiche Kuppen auf der n. Seite des das nassauische Unterdevon durchsetzenden, von S.W. nach N.O. streichenden Diabaszuges; Lixfeld; Spitze Stein und Hain bei Oberdieten; Quotshausen; Wissembach; Schwarze Steine w. von Wallenfels, n. von Tringenstein; Daubhaus bei Rachelshausen; Mornshausen an der Dautphe; zwischen Bottenhorn und Frechonhausen; Oberscheld am Blickewald; Burg n. von Herborn an der Dill; Hauküppel bei Ballenbach; Amelose bei Biedenkopf (Lager im Devon, zwischen Kieselschiefer und quarzigem Sandstein; zu Amelose und Bottenhorn findet sich ein amorphes pechschwarzes oder schwarzgrünes Umbildungsproduct des Serpentins bezw. Olivins, von Brauns Webskyit genannt; daran und darin liegen an dem letzteren Orte gelblichgrüne bis grasgrüne Granatkryställchen, welche wohl aus Augit hervorgegangen sind). Tiefenbach im Kreise Wetzlar, Durchbruch durch das Oberdevon, feldspathfrei, reich an Biotit, welcher nach Riemann, ohne nähere Begründung, »ausnahmslos als eine secundäre Bildung und auf keinen Fall als primär anzusehen sei«; sehr ausführlich werden von ihm Contacterscheinungen im angrenzenden Kalk und Schiefer beschrieben, die mit denen der benachbarten Diabase übereinstimmen. — Vom Kuhlenberg in den Lenneschiefern des oberen Ruhrthales erwähnt Schenck Pp., dem nassauischen ähnlich mit Olivin, Augit, nicht seltenem Biotit, hier und da zersetzten Resten von Plagioklas. — Auch auf der w. Seite des Kellerwaldes im Waldeck'schen, vom Ostrande des rheinischen Schiefergebirgs werden durch Chelius einige Vorkommnisse beschrieben.

Im Fichtelgebirge und den benachbarten Gebieten liegt der Haupt-Horizont zwischen Phycoden- und Untersilurschichten, stellenweise bis an das Devon hinaufgehend; in Thüringen erscheint der Pp. nach Liebe meist in der Grenzregion zwischen Silur und Unterdevon. Schwarzenstein bei Trogen und Lanzknechtsberg bei Ullitz, n.ö. von Hof; Holler, zwischen Lichtenberg und Hirschberg; Schlossberg bei Rudolphstein; Nestelreuth n. von Marlesreuth; Presseck; Gegend von Schleitz; Quingenberg unfern Zeulenroda. — Auf Section Planitz-Ebersbrunn (Sachsen) fand Dalmer 4 dem Unterdevon angehörige Eruptionen von Pp. von normaler Zusammensetzung (mit accessorischem Plagioklas und aus Titaneisen entstandenem Titanit) ohne Hornblende mit spärlichem Biotit. — Ein Gestein von Ottenschlag in Niederösterreich, nach Tschermak's Bestimmung zum Pp. zu stellen, analysirte Gamroth (Min. Mitth. 1877. 278); es lieferte 45,93 SiO_2 und nur 14,82 MgO.

Archibald Geikie fand Pikrit (offenbar dem schlesischen ähnlich) auf der kleinen Insel Inchcolm im Firth of Forth (Schottland), wahrscheinlich intrusiv im Sandstein und Kalkstein des Carbons; frischer und serpentinisirter Olivin sehr reichlich, blassrother Augit, hier und da lange Biotitleisten, nach Judd (Q. journ. geol. soc. XLI. 1885. 400) auch braune Hornblende; sehr untergeordnet zersetzter aber

noch erkennbarer lamellirter Feldspath, vermuthlich Titaneisen. Ein weiteres ebenfalls carbonisches Vorkommniss tritt im Becken des Firth of Forth bei Blackburn und Skolie Burn unfern Linlithgow auf; dieses letztere, ebenfalls Pikrit genannt, ist sehr merkwürdig: Geikie hält es nicht für intrusiv, sondern für eine über die carbonischen Kalksteine geflossene Lava. Das Gestein besteht in seinem unteren ganz krystallinischen Theil vorwiegend aus serpentinisirtem Olivin, Augit, Apatit, schwarzem Erz und sehr wenig Plagioklas. Die obere Partie, ohne irgendwie scharfe Grenzlinie, enthält vorwaltend ziemlich frischen Plagioklas, ein augitisches Mineral, viel weniger Olivin und Erz, ausserdem aber zwischengeklemmtes globulitisches Glas; der obere Theil der Ablagerung zeigt auch wohl makroskopisch eine feinblasig-schlackige Structur. Geikie glaubt, dass hier in der Schmelzmasse eine Separation der schwereren und leichteren Gemengtheile nach unten und oben stattgefunden habe. — Ein sehr typischer Pikrit mit Olivin, Augit, Hornblende und Biotit bildet Blöcke zwischen Menheniot und St. Germans in Cornwall (Bonney). — Bei Castillo de las Guardas in der Sierra Morena setzt zufolge Macpherson ein Gang echten Pikrits quer durch Diabasporphyrite (Boll. com. mapa geol. Madrid 1879).

Ob der »Augitperidotit« (bestehend aus grauem Augit, dessen unregelmässige Körner »theils von parallelen Strichen bedeckt sind« und abgerundeten Olivinkörnern), welcher nach Kantkiewicz den Südabfall des Magnetberges Katschkanar im uralischen Bergrevier Bissersk bildet, hierher gehört, ist zweifelhaft; das Gestein enthält Magneteisenlager; vgl. N. Jahrb. f. Miner. 1883. I. 360; auch Zerrenner in Z. geol. Ges. I. 1849. 478. — Neben dem Hornblende-Olivingestein (Cortlandtit) der Cortlandt Series in New-York (vgl. S. 136) findet sich auch am Montrose Point echter Pikrit. — Von dem eigentlichen Pikrittypus scheint sich das von G. P. Merrill beschriebene Gestein zu unterscheiden, welches auf Little Deer Isle in der Penstscot Bay (Maine) einen kleinen Hügel bildet, indem es zu $\frac{2}{3}$ aus serpentinisirtem Olivin und daneben wesentlich nur aus hellem Augit besteht, eine grüne chloritische Zwischensubstanz wird als zersetzte Basis aufgefasst; über das angebliche Weitergewachsensein des Augits vgl. I. 160 (Proceed. U. S. Nation. Museum XI. 1888. 191).

Palaeopikrit:

Gümbel, Die palaeolith. Eruptivgest. d. Fichtelgebirges 1874. 40. Geogn. Beschr. d. Fichtelgeb. 1879. 152.

Oebbeke, Ein Beitrag zur Kenntniss des Palaeopikrits und seiner Umwandlungsproducte. Inaug.-Diss. Würzburg 1877.

Moesta, Sitzgsber. d. Ges. z. Beförder. d. ges. Naturwiss. Marburg 1876. 11. December.

Angelbis (Lahngebiet), Petrographische Beiträge, Inaug.-Dissert. Bonn 1877.

Chelius (Kellerwald u. s. w.), Verh. naturh. Ver. preuss. Rheinl. u. Westph. 1881. 28.

Riemann (Tiefenbach), ebendaselbst 1882. 273.

Schenck (Kuhlenberg, Ruhrthal), ebendaselbst 1884. 112.

R. Brauns (Amelose bei Biedenkopf), N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 1887. 275.

R. Brauns (Bottenhorn), Z. geol. Ges. XL. 1888. 466.

Dalmer, Section Planitz-Ebersbrunn d. geol. Specialk. d. Kgr. Sachsen 1885. 21.

Geikie (Firth of Forth), Transact. r. soc. Edinburgh XXIX. Part I. 1879. 504.

Bonney (Blöcke zw. Menheniot u. St. Germans, Cornwall), Miner. Magaz., 8. Mai 1888.

Diallag-Olivingestein, Wehrlit.

Wehrlit wurde durch v. Kobell eine dunkelgefärbte Masse genannt, welche Zipser für Lievrit hielt, aber schon H. Fischer für ein Gemenge erklärte, in wel-

chem ein Mineral an Olivin erinnere, worauf A. Wichmann dieselbe als ein dem Pikrit verwandtes Gestein erkannte. Das grobkörnige Gemenge besteht aus ca. 40% recht frischem Olivin, lichtgrauem Diallag, auch recht reichlichem braunem stark pleochroitischem Amphibol, viel Titaneisen und bildet den Berg Kecskefark (Schwalbenschwanz) bei Szarvaskö (Hirschenstein) im Zemescher Comitat in Ungarn und steht dort mit Gabbro in Verbindung. Szabó bezeichnete das Gestein wunderlicher Weise als Olivingabbro, obschon er selbst gar keinen Feldspath darin anführt (Verh. geol. R.-Anst. 1877. 269; vgl. auch C. v. John, ebendas. 1885. 317).

Ein ausgezeichneter Wehrlit bildet, stellenweise in Olivingabbro übergehend, einen unregelmässigen Zug südl. über die Ruine Frankenstein an der Bergstrasse; das local starken Polarmagnetismus aufweisende Gestein (vgl. I. 562) besteht aus reichlichem Olivin nebst Diallag und Magnetit, mit secundärer Entwickelung von Serpentin, Hornblende und Tremolit, Chlorit, Magnetit, Brauneisen (Andreae u. König, Abhandl. der Senckenberg. naturf. Ges. 1888. 61); zufolge Chelius sind aber doch auch grosse gestreifte Plagioklaskörner, stellenweise zu weissen polarisirenden Aggregaten zersetzt, allenthalben vorhanden. Vielleicht gehören diese Vorkommnisse zu den krystallinischen Schiefern. — Ein frisches Diallag-Olivingestein (dunkelschwarzgrüner Olivin mit Picotiteinschlüssen und bedeutend zurücktretender Diallag), wohl eruptiv im Flysch, beschreibt v. John von Višegrad im östl. Bosnien (Grundlinien d. Geol. v. Bosnien-Hercegovina, Wien 1881. 284). — Ob das von Gylling (Bidrag till kännedom of Finlands natur och folk, Helsingfors 1880) erwähnte Diallag-Olivingestein von Haukkawuori im Kirchspiel Korpilahti geologisch hierher gehört, steht dahin. — Als integrirender Theil eines grossen plutonischen Massivs erscheint Diallag-Olivingestein (Wehrlit), halb serpentinisirt, n.ö. vom Loch Garabal, n. vom Loch Lomond (Dakyns u. Teall, Quart. journ. geol. soc. XLVII. 1891. 115). — Von Eugenio Vaz Pacheco do Canto e Castro werden Wehrlit genannt Blöcke in den Lapilli und Basaltlaven der Eruptivkegel der Lagoa Rasa auf der Azoreninsel S. Miguel: ein granitähnliches Gemenge von Olivin, Diallag, Magnetit mit secundärem Eisenglanz. — Wesentlich aus Olivin und Diallag, mit etwas Hypersthen und Magnetit, besteht ein dunkelgrünes mittelkörniges Gestein, welches bei Aokura in Kozuke, Japan, intrusiv in tuffigem Pyroxenit auftritt (Harada, Die japan. Inseln, Berlin I. 1890. 76). Retgers erwähnt Diallag-Olivingesteine aus dem s. Borneo (N. J. f. Min. 1893. I. 42).

Enstatit-Olivingestein.

(Harzburgit Rosenbusch; Saxonit Wadsworth.

Die Vorkommnisse dieser Combination neigen in hohem Grade zur Serpentinisirung, welche von den beiden leitenden Mineralien ausgeht, und eine grosse Menge von ausgebildeten Serpentinen ist gerade auf Urgesteine, welche hierher gehören würden, zurückzuführen. In einigermassen frischem Zustand sind nicht viele erhalten.

Zu den Gesteinen, welche vorwiegend aus rhombischem Pyroxen und (serpentinisirtem) Olivin bestehen, gehört zunächst das altbekannte Vorkommen des »Schillerfels« von der Baste bei Harzburg; in einer grünlichschwarzen Hauptmasse liegen bei der typischen Ausbildung grosse Individuen des sog.

Schillerspaths (Bastits) mit stark metallisch-perlmutterglänzenden Spaltungsflächen, schmutzig grünlich, messinggelb und tombakbraun (I. 273): dieser Schillerspath (nach Rammelsberg mit 41,48 SiO_2, 6,49 Al_2O_3, 16,61 FeO, 27,28 MgO, 10,13 H_2O) ist als ein umgewandelter, dem Bronzit genäherter Enstatit anzusehen; seine Spaltungsflächen werden mosaikartig durchbrochen von dunkeln matten Fleckchen, welche aus serpentinisirtem Olivin bestehen. Auch der ursprüngliche Olivin der Hauptmasse ist grösstentheils serpentinisirt; übrigens gibt der Schillerspath selber gleichfalls zur Serpentinbildung Anlass (vgl. u. a. Streng, N. Jahrb. f. Min. 1862. 513 und Tschermak, Sitzgsber. Wien. Akad. LVI. 1867. 268). — Das Gestein bildet schmale aber weithin laufende, wohl als basischere Schlierenbildungen aufzufassende Züge in dem dortigen Norit (Koch, Z. geol. Ges. XLI. 1889. 163). Über einen Gang sehr grobkörnigen Gabbros in demselben vgl. Lossen ebendas. XL. 1888. 592. — Ein ganz dem Harzburger Schillerfels ähnliches Gestein beobachtete Tschermak im Altthal in den siebenbürgischen Ostkarpathen (Die Porphyrgest. Österr. 1869. 221).

In Verbindung mit den bastitführenden Serpentinen Ostslavoniens fand A. Koch ein noch ziemlich frisches Enstatit-Olivingestein am Mermer Berge bei Beočin, eine dunkelgraue, feinkörnige, homogen scheinende flimmernde Hauptmasse mit ausgeschiedenen bis 5 mm langen, länglich viereckigen grünlichbraunen Enstatiten von Perlmutterglanz; u. d. M. ist es ein etwas serpentinisirtes Olivingestein, welches ausser dem Enstatit auch noch etwas Picotit und vielleicht etwas Kaolin enthält; 47,23% des Gesteins sind in HCl löslich. Diese Massen bilden eingelagerte Decken in den oberen Kreideschichten (Jahrb. geol. R.-Anst. 1876. 23).

Aus der Grube Varallo im Sesia-Thal (Monte-Rosa-Gebiet) untersuchte Stelzner ein feinkörniges grünschwarzes Mineralgemenge, zusammengesetzt zu fast gleichen Theilen aus Hornblende (zwar deutlich pleochroitisch, aber nur Spuren von Absorption zeigend), Bronzit und farblosem frischem Olivin; ausserdem isotrope grüne Körnchen, wohl Chromspinell; über die Lageruugsverhältnisse ist nichts Sicheres bekannt (Z. d. geol. Ges. XXVIII. 1876. 623). — Helland vergleicht mit diesem Gestein ein ebenfalls von Nickelerzen begleitetes Vorkommniss von Senjen im n. Norwegen (N. Jahrb. f. Min. 1879. 422). Enstatit-Olivinfels, zu den Eruptivgesteinen gezählt, kommt nach Corneliussen bei Örnässet auf Melö vor (Vogt, Salten og Rauen, Kristiania 1891. 214). — Gylling erwähnt ein angeblich Quarz (?) haltiges Bronzit-Olivingestein von Kivisjärvi im finnischen Kirchspiel Paltamo, über dessen geologische Rolle nichts ausgesagt wird. — v. Chrustschoff berichtet über ein Gerölle von Enstatit-Olivingestein vom Strande der Goose-Bay in der Magelhaens-Strasse; der Olivin hält Glas- und Flüssigkeitseinschlüsse (Bull. soc. minér. IX. 1886. 9. 147). — Enstatit-Olivingestein bildet in den Red Hills an der Westküste der Südinsel Neuseelands Kuppen bis zu 2000 m Höhe uud geht, mit Serpentinen verbunden, vom Cascade River bis zur Awarua-Bay; diese Gesteine enthalten ausser Chromit und Picotit auch metallische Körner von Awaruit, dem Nickeleisen Ni_2Fe (Ulrich, Q. journ. geol. soc. XLVI. 1890. 619). — Nach Retgers kommen Enstatit- und Hypersthen führende Olivingesteine im südl. Borneo vor.

Hieran reihen sich die von G. H. Williams beschriebenen eruptiven Pyroxen-Olivingesteine, welche im Osttheile der Landschaft Piedmont in Maryland im Gneiss auftreten und deren Pyroxen ganz oder zum Theil Bronzit ist. Die Gesteine haben einen porphyrischen Charakter, indem der Bronzit in grösseren In-

dividuen aus einer Grundmasse hervortritt, welche allein aus feinen Olivinkörnchen zusammengesetzt ist. Die Analyse eines typischen Gesteins dieser Art von Johnny Cake road, Baltimore County, ergab nach Chatard: 43,87 SiO_2, 0,12 TiO_2, 1,64 Al_2O_3, 0,44 Cr_2O_3, 8,96 Fe_2O_3, 2,60 FeO, 0,19 MnO, 6,29 CaO, 27,32 MgO, 0,50 Na_2O, 8,72 Glühverlust; sp. Gew. 3,0222. Es kommen auch feldspathführende Varitäten vor, welche dann z. B. 7,58 Al_2O_3 enthalten (Americ. Geologist VI. 1890. 35).

Lherzolith.

Der typische Lherzolith der Pyrenäen ist ein Gemenge von Olivin, Enstatit und Diopsid, wozu sich accessorische Körner von Picotit gesellen.

Das äusserlich auffallende Gestein wurde merkwürdiger Weise bereits von seinem ersten Entdecker, Lelièvre, in einem an de Lamétherie gerichteten Briefe (Journal de physique, Mai 1787) für eine Varietät von Chrysolith gehalten; Picot de Lapeyrouse, welcher das Gestein später in seinen dem III. Bd. der Mém. de l'acad. de Toulouse eingereihten Fragments sur la minéralogie des Pyrénées (S. 27) beschrieb, glaubte es für eine Varietät des Epidots halten zu sollen; de Lamétherie war es, welcher ihm im Hinblick auf seine Verbreitung um den Weiher Lherz den Namen Lherzolith ertheilte. Charpentier betrachtete dasselbe 1823 als körnigen Augitfels (Pyroxène en roche); doch war ihm die Verschiedenfarbigkeit der zusammensetzenden Theile nicht entgangen, »qui le fait prendre au premier abord pour une roche composée«; auch hatte dieser vortreffliche Beobachter bereits bemerkt, dass der schön grüne Pyroxen (der Diopsid) nicht so schwer schmilzt wie der granbraune (der Enstatit), gleichfalls dass jener dem verwitternden Einfluss der Atmosphaere verhältnissmässig bedeutend weniger unterliegt; selbst macht er schon darauf aufmerksam, dass Olivin und Diallag diejenigen Mineralien seien, die mit dem Pyroxène en roche die grösste Ähnlichkeit darbieten. Nachdem nun 40 Jahre lang das Gestein als körniger Augitfels gegolten hatte, thaten 1862 Damour und Des Cloizeaux auf Grund chemischer und mineralogischer Untersuchungen dar, dass der Lherzolith eine Combination der oben genannten vier Mineralien sei, eine Erkenntniss, welche in Verbindung mit der durch v. Hochstetter 1859 erfolgten Entdeckung des Dunits auf Nenseeland für das Verständniss der Olivingesteine von der grössten Wichtigkeit geworden ist, weil hier zum ersten Mal Gesteinsmassen kennen gelehrt wurden, in denen der Olivin die Hauptrolle spielt.

Der vorwiegend olivenfarbige pyrenäische Lherzolith (sp. Gew. nach Cossa 3,280) ist grobkörnig bis feinkörnig, bisweilen so dicht, dass er auch im frischen Zustand äusserlich manchen einfarbigen Serpentinen gleicht. Der Olivin, welcher meist $\frac{2}{3}$ bis $\frac{3}{4}$ der Gesteinsmasse bildet, ist gewöhnlich olivengrün und frisch; Damour fand das sp. Gew. 3,38, die Zusammensetzung: SiO_2 40,59, MgO 43,13, FeO 13,73, MnO 1,60 (99,05). Der über den Diopsid meist vorwiegende Enstatit (Bronzit) ist von graulichbrauner, gelblichgrauer oder grünlichgrauer Farbe mit ausgezeichnet faserigen Spaltungsflächen ($\infty\breve{P}\infty$) bei den grösseren, wenig regelmässig begrenzten Individuen; das sp. Gew. ist 3,27, die Zusammensetzung: SiO_2 54,76, MgO 30,22, FeO 9,35, Al_2O_3 und Cr_2O_3 4,90 (99,23). Der Diopsid (Chromdiopsid) bildet rundliche Körner von smaragdgrüner Farbe und zeigt u. d. M. bisweilen Anklänge an die Structur des Diallags; sp. Gew. 3,28, Zu-

sammensetzung: SiO_2 53,63, Al_2O_3 4,07, CaO 20,37, MgO 12,18, FeO 8,52, Cr_2O_3 1,30 (100,37). Die kleinen schwarzen, im Schliff Licht durchlassenden Körner des Picotits, eines chromhaltigen Spinells, haben sp. Gew. 4,08, die Zusammensetzung: Al_2O_3 56,00, MgO 10,30, FeO 24,90, Cr_2O_3 8,00, kieseliger Rückstand 2,00; hin und wieder auch Körnchen eines impellucid bleibenden Erzes, wohl Magnetit. Apatit ist jedenfalls nur ganz spärlich (nach Hilger enthält das Gestein 0,096—0,112% P_2O_5, N. Jahrb. f. Min. 1871. 621); Plagioklas wird für gewöhnlich nicht beobachtet; Roth berichtet von einer durch G. Rose gemachten Beobachtung »eines grossen auf der *P*-Fläche gestreiften Labradorits und ausserdem mehrerer kleinerer Zwillinge« (Geol. II. 203). — Kühn fand Kaliglimmer, auch auf den Klüften Calcit in den Vorkommnissen von Bouloc und St. Pé-de Hourat in den Basses-Pyrénées. — Die Verwitterung erfasst zuerst den dabei rostbraun werdenden Olivin, dann den Bronzit, zuletzt den Diopsid; stellenweise geht so der Lherzolith in Serpentin über. — Die Hauptablagerungen von Lh. in den Pyrenäen finden sich in den Umgebungen von Vicdessos im Dép. der Ariège, wo er meistens in der Nähe der Granite kleinere und grössere Lagerstöcke in den Liaskalksteinen bildet.

In den *Pyrenäen* lässt sich ein allerdings einigemal unterbrochener Lherzolithzug 1¾ Meilen weit von dem Dorf Sem an der Serre de Sem zwischen Vicdessos und Arconac quer durch das Vicdessos-Thal durch, alsdann längs des Baches Suc über den Planel d'Ax, über den Planel de Fraichinède bis zum Teich von Lherz und dem Col d'Eret verfolgen, stets in der Nähe der Grenze von Granit als stockförmige Einlagerung im Jurakalk verlaufend. An der Serre de Sem ist die Lh.-Einlagerung 140 m breit und die Grenze zwischen derselben und dem dichten blaugrauen Kalkstein sehr deutlich und scharf; der letztere zeigt im unmittelbaren Contact keine Veränderung seiner sonstigen Beschaffenheit. Aber bei Caussou und Escourgeat sind nach einer Notiz von Lacroix (Comptes rendus, 15. Febr. 1892) die Jurakalke durch den Lh. — zum Zeugniss seiner eruptiven Entstehung — im Contact in ein Gestein aus Skapolith, Biotit, Amphibol und Pyroxen, mit Chabasit und Stilbit auf den Klüften umgewandelt. — Der dem Gestein seinen Namen verleihende, an dem w. Ende des Zuges gelegene Teich von Lherz (l'étang de Lherz oder de l'Ers, womit man in den Pyrenäen eine durch Brennen verwüstete Holzung bezeichnet, vom latein. ardere) liegt etwas unterhalb des 1670 m hohen Col d'Anéou, über welchen man von Aulus im Garbet-Thal nach Vicdessos oder nach Massat steigt. Dieses schwarze und stille, von Seerosen und Binsen bewachsene Gewässer, welches im trockenen Sommer kaum hundert Schritte im Umfang hat, ist ringsum von nackten, an der Oberfläche gelbbraun verwitterten Lh.-Klippen umgeben, über welchen sich hohe und steile, vollständig sterile Felsen eines lichtbläulichgrauen meist kryptokrystallinischen Kalksteins erheben. Am Weiher von Lherz wird das Gestein zunächst von einem breccienartigen Gebilde umgeben, welches aus weissen Kalksteinbruchstücken und gelb- oder rothbraunem eisenschüssigem Kalkcäment besteht. Auch in den Umgebungen von Portet im Vallongue findet sich das Gestein anstehend in der Berggegend Et-cot-de-Moulinos und am Berge Colas, sowie in losen Blöcken auf dem Wege, welcher von Portet nach der hoch über dem Ger-Thal gelegenen Kirche von Couledoux führt.

Am s. Abhang des Col de Lurdé in der Umgebung von Eaux-bonnes nach der Ebene von Soussouéou zu erscheint nach Des Cloizeaux ein Gestein von derselben nur etwas dichtern Beschaffenheit, wie es am Weiher Lherz ansteht. Leymerie be-

richtet von einem Lh. auf der s.ö. Flanke des Felsens von Appi nicht weit von dem Granit des Pic de Tabe (Pyrenäen). — Eine ausführliche Zusammenstellung der Lh.-Vorkommnisse im Dép. der Ariège, deren er 14 verschiedene zählt, hat Mussy gegeben im Bull. soc. géol. (2) XXVI. 1869. 56.

Über pyrenäischen Lherzolith vgl.:

De Lamétherie, Théorie de la terre II. 281; Leçons minéral. II. 206.
v. Charpentier, Essai sur la eonst. géogn. des Pyrénées. Paris 1823. 245.
Marrot, Annales des mines (2) IV. 1828. 207.
Damour, Bull. soc. géol. (2) XIX. 1862. 413; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1863. 95.
Des Cloizeaux, Bull. soc. géol. (2) XIX. 1862. 417; Manuel de minéralogie I. 541. 544.
Leymerie, Bull. soc. géol. (2) XX. 1863. 245.
F. Zirkel, Z. geol. Ges. XIX. 1867. 138.
Bonney, Geolog. Magaziue 1877. 59.
Kühn, Lh. der Basses-Pyrenées, Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 398.

Ein ganz ähnliches Gestein, aus vorwiegendem Olivin, Enstatit und Diopsid bestehend, wurde von Bertrand de Lom im Granitgebiet von Beyssac, Dép. der Haute-Loire, aufgefunden.

Ganz oder fast ganz übereinstimmende Gesteine wie in den Pyrenäen kommen in *Piemont* vor, wo schon 1866 Daubrée die Existenz des Lh. nachwies; dieselben sind von Cossa ausführlich beschrieben worden (Ricerche chimiche e microscopiche su roccie e minerali d'Italia. Torino 1881. 92). Auch die specielle Zusammensetzung der einzelnen Gemengtheile stimmt mit der pyrenäischen sehr überein. Alle diese Gesteine sind der theilweisen Umwandlung in Serpentin unterworfen. Die Angaben von Baretti über die Lagerungsverhältnisse lassen die eruptive Natur im Unsicheren; bei Locana lagern die Lh.-Bänke in einer Gesammtmächtigkeit von ca. 200 m zwischen Kalkschiefer und Serpentinschiefer, bei Ivrea ruhen sie nach A. Issel auf Quarziten, rothen Jaspisbänken und Mergeln. Localitäten sind: Locana im Valle dell'Orco, bestehend aus Olivin (ca. 75%), Enstatit, Diopsid (mit 1,48 Cr_2O_3) und Chromit (statt des pyrenäischeu Picotits); spec. Gew. des Gesteins 3,307. — Baldissero an den Monti Rossi am Ausgang des Susathals, von Strüver aufgefunden (Atti accad. Torino 1874. IX), aus denselben Mineralien bestehend, nur sei der Chromit durch Spinell ersetzt; Zusammensetzung einer eompacten Gesteinsvarietät: 45,68 SiO_2, 6,28 Al_2O_3, 9,12 Fe_2O_3, 2,15 CaO, 34,76 MgO, 0,26 Cr_2O_3, 1,21 H_2O. — Monte Arpon bei Rubiano. — Monte di S. Vittore zwischen Corio und Lanzo (spec. Gew. 3,225), sehr compact und feinkörnig, olivinreich, führt Augit statt des chromhaltigen Diopsids. — Monte Basso bei Germaguano am Eingang des Lanzothals mit porphyrartig hervortretenden grossen Enstatiten. Rosenbusch erwähnt aus diesen Gesteinen Tremolitschalen um deu Olivin, wo dieser sich mit Pyroxen berührt. — Lh. von Rocca di Silano (Monti Castelli) und Rosignano (Monti Livornesi) wurden von Busatti beschrieben (Atti soc. Tosc. sc. nat. Pisa, X. 1889. 110).

Das Gestein eines polarmagnetischen Felsens namens Pria Borghese im Prato molle, dem Quellgebiet der Penna, eines Nebenflusses der Sturla im ligurischen Apennin, erkannte Cossa als ganz frischen Lh., welcher dort mit eocänen Diabasen zusammenhängen soll (L. Mazzuoli, Boll. comit. geol. d'Italia 1884, auch Mattirolo in Rendiconti accad. Lincei, Rom, 20. Juni 1886).

Auf der Seefelder Alp im Auerbergthal des hinteren Ultenthals in Tirol wird eines der am längsten als solche bekannten Olivingesteine in rundlichen olivengrünen Massen als Findling getroffen (vgl. v. Zepharovich, Miner. Lex. v. Österreich 293); es ist stellenweise ganz grosskörnig und führt bis 6 cm lange Ausscheidungen von gelbbraunem Bronzit, dessen Analyse (Köhler in Poggend. Annal. XIII. 113 und Regnault ebendas. XLVI. 297) sehr gut mit der des pyrenäischen Enstatits über-

einstimmt; der Bronzit ist zufolge Tschermak (Min. Mitth. 1871. 43) mit starkglänzender grüner Hornblende meist äusserlich parallel verwachsen; ausserdem Chromdiopsid bis 2 cm gross, Picotit bis Erbsengrösse, Magnetkies, Apatit; auf Spältchen weisse Häute eines magnesiahaltigen Kalkspaths. Das Gestein hält nach Cossa 45,81 MgO. Eine schieferig feinkörnige Varietät führt blutrothen Pyrop (Magnesia-Chromoxydul-Granat); vgl. Sandberger im N. Jahrb. f. Min. 1866. 389. Das Gestein wurde von Stache auch anstehend gefunden; ob es eruptiv ist, steht nicht fest, die Umgebung bilden krystallinische Schiefer. — Über weitere Fundpunkte von ähnlichen Olivingesteinsmassen im s. Tirol (Sulzberg-Nonsberger Gebiet, Val Albiole und Val de Strino im Adamellogebiet, Val S. Valentino ö. vom Adamello) vgl. Stache, Verh. geol. R.-Anst. 1880. 287 und 1881. 299.

Unter den Olivingesteinen, aus denen die umfangreiche Serpentinmasse der Serrania de Ronda in Spanien hervorgegangen ist, findet sich neben Dunit auch Lh.; diese Gesteine haben die archäischen Schichten durchbrochen (Macpherson, An. soc. esp. de hist. nat. VIII. 1879. 229). — Lherzolithähnliche Gesteine, zusammenhängend mit tertiären Gabbros und Pikriten, fand Judd in dem Inneren von Rum (Hebriden) in den Bergen Halival, Haiskeval und Tralival, doch weichen sie von dem Pyrenäentypus ab, indem der smaragdgrüne Augit meist in kokkolithähnlichen Körnern über den Olivin zu überwiegen scheint, der eisenhaltige Enstatit (Hypersthen) sehr zurücktritt, etwas Plagioklas stets vorhanden ist; Magnetit wird von Chromit oder Picotit begleitet (Quart. journ. geol. soc. XLI. 1885. 392). — Lh., als eruptiv geltend, lagert in Verbindung mit Serpentin als grosse Masse zwischen Diabas und metamorphen Kreideschichten in der Gegend des Mount Diablo, o.n.ö. von S. Francisco, Californien (H. W. Turner, Bull. geol. soc. America II. 1891. 383).

Gesteine, mineralogisch vollkommen den eruptiven Lherzolithen ähnlich, kommen auch als unzweifelhafte Glieder der krystallinischen Schiefer vor.

Amphibol-Olivingestein.

Die in erster Linie aus Olivin und Hornblende bestehende Combination wurde wohl zuerst durch Howitt 1879 in Australien als solche erkannt. Bonney glaubte, den Mineralbestand dieser Felsarten durch den Namen Hornblende-pikrit wiedergeben zu können. Sofern aber die Bezeichnung Pikrit die Gegenwart vor allem des Augits einschliesst, lässt die gewählte Bezeichnung glauben, dass es sich hier um hornblendehaltige Glieder solcher Pikrite handelt. Ausserdem hat, was Cohen schon hervorhebt, Bonney den Namen unter der, wie es scheint nicht zutreffenden, jedenfalls nicht allgemein gültigen Annahme aufgestellt, dass die Hornblende durch paramorphe Umlagerung eines Pyroxens entstanden sei, sich also Hornblendepikrit zum Pikrit verhalte, wie z. B. Uralitporphyrit zum Augitporphyrit. Dazu kommt noch, dass die von Bonney als Hornblendepikrit beschriebenen britischen Vorkommnisse überhaupt für die hier in Rede stehende Combination sehr wenig typisch sind, indem in ihnen die Hornblende sehr stark vorwaltet und der ursprüngliche Olivin gar nicht mehr erkennbar, sondern gänzlich in Serpentin umgewandelt ist. — Cohen schlug selbst für diese Hornblende-Olivingesteine den Namen Hudsonit vor, wegen des Vorkommens von Stony Point bei Haverstraw am Hudson (N. Jahrb. f. Miner. 1885. I. 242). G. H. Williams bemerkte dagegen (ebendas. 1885. II. 177), dass der

Name Hudsonit in Amerika bereits für eine Augitvarietät vergeben sei und proponirt statt dessen Cortlandtit, da die Combination gerade für die von Dana als Cortlandt Series bezeichnete (eruptive) Gesteinsgruppe charakteristisch sei; für die zu den krystallinischen Schiefern gehörigen Vorkommnisse des Amphibol-Olivingesteins wäre dann allerdings der Name Cortlandtit nicht recht zu verwenden.

Gang im Granit bei Schriesheim im s. Odenwald (3—3½ m mächtig), früher Schillerfels genannt, grobkörnig bis feinkörnig, besteht neben dem meist in Serpentin umgewandelten Olivin aus sehr vorwiegenden, bis 2 cm langen Individuen einer lichtbräunlichen bis grünlichen, schwach pleochroitischen Hornblende, welche äusserlich diallagähnlich ist; eingewachsen darin sind Serpentinkörnchen. Zwischen den grossen Individuen liegen verworren-kurzstengelige Aggregate von sehr lichter Hornblende; nach Kloos enthält das Gestein auch spärlichen aber deutlichen farblosen Augit. Accessorisch licht smaragdgrüner oder bräunlicher Glimmer mit Olivinkörnern, Eisenkies, Magnetit. Secundär entsteht aus der Hornblende Chlorit und vielleicht etwas Talk. Feldspath scheint zu fehlen (Benecke u. Cohen, Umgeg. v. Heidelberg 141 und Nachtrag zu den dortigen Angaben, in welchen die Hornblende als Diallag aufgefasst wurde, im N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 242; Kloos, ebendas. 1888. I. 408). Das Gestein enthält nach C. W. C. Fuchs (ebendas. 1864. 329) 18,42 MgO. — Mit dem Gestein von Schriesheim hat zufolge Eichstädt ein »Hornblende-Olivinit« von Villstad in Småland grosse Ähnlichkeit.

Das von Kloos untersuchte Gestein von Ehrsberg im s. Schwarzwald, welches vielleicht gangförmig im Granit oder Gabbro auftritt, ist sehr reich an Olivin und ganz feldspathfrei. Das daneben vorwaltende Mineral ist nach seiner letzten Äusserung feinstengelige Hornblende, begleitet von diallagähnlichem Augit; ausserdem grüne Lappen und Blättchen von Glimmer oder Chlorit, sowie ein grünes isotropes Mineral in vereinzelten Körnern, welche für Granat gehalten werden; auffallender Weise soll das letztere bei der Behandlung des Schliffs mit kochender HCl und Kalilauge ganz darin verschwinden, im Gesteinspulver aber erhalten bleiben; der Vermuthung von Rosenbusch, dass dies isotrope Mineral etwa Spinell sei, steht seine angegebene Zersetzung durch HFl entgegen. Das Gestein hält u. a. 38,62 SiO_2, 4,71 Al_2O_3, 32,32 MgO, 6,46 H_2O (N. Jahrb. f. Miner. Beilageb. III. 1885. 52 u. 1888. I. 408).

Ein dem Schriesheimer äusserlich ganz ähnliches Gestein fand Bonney als erratischen Glacialblock bei dem Dorfe Pen-y-Carnisiog auf Anglesey, von ihm als »Hornblendepikrit« bezeichnet. Dasselbe besteht vorwaltend aus Hornblende in drei Formen: a) sehr zahlreiche schmale Nadeln oder Blättchen, blassgrün bis fast farblos, deren Gruppen eine Art von Grundmasse bilden; b) kleinere grüne, oft automorphe, c) grössere Individuen; farbloser Augit nicht selten. Olivin ist als solcher nicht erkennbar, doch kommen unzweifelhafte Pseudomorphosen seiner Krystalle als Einschlüsse in den Hornblenden vor. Ausser den Umwandlungsproducten von Serpentin, Chlorit u. s. w. noch Magnetit, zersetzter Biotit und etwas Apatit. Die Hornblende wird von Bonney für ein Umwandlungsproduct nach Augit

gehalten (Quart. journ. geol. soc. XXXVII. 1881. 137). — Später fand Bonney noch andere Blöcke von »Hornblendepikrit« an der Westküste von Anglesey, von denen er eine nicht besonders klare Beschreibung gibt; Olivin als solcher scheint nirgendwo mehr vorzukommen; einige enthalten braune durchscheinende Körner, vielleicht Spinell, andere etwas Plagioklas (ebendas. XXXIX. 1883. 254). — Bei dem Bestreben, diese Blöcke auf ihre ursprüngliche Lagerstätte zurückzuführen, wurde auch die Aufmerksamkeit auf ein Gestein vom Little Knott am Nordabhang des Skiddaw, ö. von Bassenthwaite im Seedistrict Cumberlands gelenkt, welches dort in silurischen Schiefern einen Gang von 650 Yards Länge und ca. 40 Yards Mächtigkeit bildet und von Clifton Ward als ein eigenthümlicher Diorit beschrieben war. Bonney erklärt dieses Vorkommniss auch für Pikrit. der Übergänge in Diorit zeige und weist noch auf weiteren sog. Hornblendepikrit hin, welcher gangförmig in Arenigschiefern sowohl bei Caemawr unfern Llanerchymedd als bei Pengorphwysfa in Anglesey ansteht (ebendas. XLI. 1885. 511). Soweit sich aus den nicht sehr deutlichen Angaben ersehen lässt, handelt es sich hier um Gesteine, die dem, was man unter typischem sog. Hornblendepikrit verstehen soll, ziemlich fern stehen: wie es scheint, sind sie durchaus nicht arm an Feldspath, von Olivin oder seinen Formen ist, im Widerspruch mit dem Namen, nichts mehr zu erblicken, für mehrere Vorkommnisse wird selbst die Möglichkeit zugegeben, dass der vorhandene Serpentin überhaupt nicht aus Olivin, sondern aus Enstatit hervorgegangen ist, unter den Gemengtheilen wird Quarz und Epidot erwähnt, die sonst allen Pikriten fremd sind. — Zwischen eigentlichem Pikrit und dem hier in Rede befindlichen Gestein scheint das von Harker beschriebene Gestein zu stehen, welches an den Westabhängen des Mynydd Penarfynydd bei Sarn in Carnarvonshire mächtige Intrusionen in Arenigschiefern bildet. Die grossen schwarzen Hornblendekrystalle sind erfüllt mit halbserpentinisirten Olivinkörnchen. der Olivin ist überhaupt fast nur eingebettet in Hornblende und dem damit vielfach verwachsenen Augit; goldbrauner Glimmer ist bisweilen sehr reichlich, hin und wieder erscheint anorthitischer Feldspath; die Hornblende geht von Dunkelbraun bis zum ganz Farblosen (ebendas. XLIV. 1888. 455). — Ein Gestein von Achavarasdale beim Loch Scye im westlichen Caithness nahe der Grenze von Sutherland wurde von Judd Scyelit genannt. Der Hauptgemengtheil ist grüne, wenig pleochroitische Hornblende, von welcher Judd glaubt, dass sie anfangs aus Augit bestanden habe, der zunächst in Diallag umgesetzt sei, welcher dann selbst weiter zu Hornblende geworden wäre. Olivin ist nicht zu erblicken, der in der Hornblende eingeschlossene Serpentin wird grösstentheils von Olivin abgeleitet, vielleicht sei ein Theil aus Enstatit entstanden; ausserdem ein blasses, schwach pleochroitisches, einaxiges, ebenfalls im umgewandelten Zustand befindliches biotitisches Glimmermineral (ebendas. XLI. 1885. 401). Die vorstehend erwähnten Massen dürften wohl mit grösserem Recht zu den Hornblendegesteinen als zu den Olivingesteinen gerechnet werden.

Als Glieder der eruptiven »Cortlandt Series« (vgl. II. 792) treten am Hudson, namentlich bei Kings-Ferry zwischen Stony Point und Montrose Point, Amphibol-Olivingesteine auf, welche in Augitpikrite, Olivinnorite, Olivingabbros, Olivindiorite übergehen. Die meist dunkelgrüne feinkörnige Grundmasse umschliesst 3—4 Zoll grosse bronzefarbene Hornblenden (mit Grundmassefleckchen): diese Hornblende ist braun und stark pleochroitisch, mit zahlreichen dunkeln Interpositionen im Inneren, vielfach chloritisirt. Der relativ recht frische, theilweise automorphe Olivin ist ebenfalls reich an Interpositionen; wo er in den Übergangsgesteinen an Feldspath grenzt, findet sich zwischen beiden Mineralien die I. 360 erwähnte Contactzone. Der stark pleochroitische Hypersthen ist auffallender Weise ganz frei von Interpositionen; ausserdem noch bisweilen Diallag, zersetzter calcithaltiger Biotit, Apatit, Hercynit.

Diese Gesteine wurden von Williams Cortlandtit genannt; sie stehen auch mit hornblendehaltigen Diallagpikriten in Verbindung (G. H. Williams, Amer. journ. of sc. (3) XXXI. Jan. 1886).

Ein ausgezeichneter Vertreter dieser Gruppe ist der durch Howitt (Royal soc. of Victoria 1879) untersuchte Gang in den Dioriten von Swift's Creek, Gippsland, im australischen Victoria; das Gestein besteht nach ihm und Rosenbusch aus brauner Hornblende, die allmählich in grüne verläuft, nebst Olivin, nicht spärlichem Hypersthen, recht seltenem monoklinem Pyroxen, etwas Biotit und grünem Spinell, sowie etwas Eisenerz; Plagioklas nur accessorisch (Mass. Gest. 1887. 265; N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 221). Howitt nannte das Gestein Amphibolgabbro und beobachtete an dem monoklinen Amphibol, dass er neben der prismatischen auch eine pinakoidale Spaltbarkeit besitze, weshalb er ihn als Amphibol-Anthophyllit bezeichnet (wohl richtiger Anthophyllit-Amphibol). Auch Bonney hat später das Gestein besprochen (Miner. Magaz. VI. 1884. 54), scheint den Hypersthen mit Diallag verwechselt zu haben und möchte die Hornblende ganz oder theilweise aus diesem seinem Diallag ableiten; er nennt das Gestein sehr sonderbarer Weise Palaeopikrit, obschon dessen Alter gar nicht feststeht und obschon er inzwischen selbst die Bezeichnung Hornblendepikrit aufgestellt und damit auch das seiner Ansicht nach dem australischen ganz nahe verwandte Gestein von Schriesheim versehen hatte. — Ganz ähnlich dem australischen ist ein 90 m mächtiger Gang im Biotitgranit von Siloenkang auf West-Sumatra, zusammengesetzt aus Olivin und brauner Hornblende, mit accessorischem Hypersthen, Diallag und Glimmer; er geht durch Aufnahme von oft frischem Anorthit in Olivingabbro über; ähnliche Gesteine finden sich noch an anderen Orten auf Sumatra (Verbeek, Topograph. en geolog. beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust, Batavia 1883). — Koto beschreibt gangförmigen »Amphibolpikrit« von dem Abukuma-Plateau in Japan, dessen Amphibol aber u. d. M. schilfige, farblose Tremolitstengel (bis 2 mm lang) mit gefaserten Enden sind; sie gehen so durch das Olivinaggregat hindurch, dass sie nur als primär gelten können (Journ. coll. sc., Imper. univ. Japan. V. 1892. 273).

Ob ein aus Hornblende, Hypersthen, farblosem Olivin und opaken Eisenerzen bestehender »Hornblende-Hypersthen-Peridotite« von Losilwa im Taveta-District am Fuss des Kilimandscharo (Hatch, Geolog. Magaz. 1888. 257) hierhin gehört, ist zweifelhaft.

Hierhin mag noch gestellt werden das von W. Cross beschriebene, wohl gangförmig im Gneiss auftretende Vorkommen aus Custer County, Colorado, eine dunkelbraune Masse mit oft 2 cm langen Hornblenden und spärlichen makroskopischen Biotiten; die Hauptmasse besteht u. d. M. aus vorwaltendem Olivin nebst Hypersthen oder Bronzit; accessorisch noch Apatit, Magnetkies und etwas Plagioklas, von farblosen Nädelchen, wohl Sillimanit, durchwachsen; secundär Serpentin, Amphibol, Calcit, Magnetit. Der Gehalt an SiO_2 ist 46,03, an Al_2O_3 9,27, an MgO 25,04% (Proceed. Colorado scient. soc. 5. Decbr. 1887).

Biotit-Olivingestein.

Ein Repraesentant dieser Combination wurde durch M. Koch in der Nähe des Kaltethalskopfs bei Harzburg aufgefunden, wo das Gestein als integrirender Theil des Norits, wahrscheinlich eine basischere Schliere in demselben bildend, hervortritt; es ist ein Gemenge von sehr frischen eckigen oder rundlichen Olivinkörnern (bis 2,5 mm gross) und tief dunkelbraunen grösseren Biotitflatschen, mit

reichlich eingestreuten Körnchen von dunkelblaugrünem Spinell und von Titaneisen; accessorisch Augit und Plagioklas in geringer Menge. Das Gestein (spec. Gew. 3,276) enthält nur 34,98 SiO_2 (Z. geol. Ges. XLI. 1889. 164).

Später fand sich ein Gang (Flanary Dyke) in Crittenden Co., Kentucky, ein granitoïdes Gemenge von Biotit, Serpentin und bis 1 mm grossen Perowskitkrystallen. Olivin als solcher wurde nicht mehr wahrgenommen. Die bis 4 mm grossen Schuppen des sog. Biotits sind gelblichbraun bis fast farblos und zeigen eine sehr schwache Absorption (schwächer als braune Hornblende) und so schief stehende Bisectrix, dass hier wohl kein normaler Biotit vorliegt. Der Serpentin besitzt oft Olivinformen. Ausserdem Apatit, Muscovit, Magnetit (wohl auch Chromit), Chlorit, Calcit in spärlicher Menge. Eine Analyse dieses »Mica-Peridotite« ergab u. a. 33,84 SiO_2, 3,78 TiO_2, 5,88 Al_2O_3, 9,46 CaO, 22,96 MgO, 3,37 Alkalien (J. S. Diller, Amer. journ. sc. XLIV. 1892. 286).

Pyroxenit.

Eine Reihe von eruptiven, rein aus Pyroxenen bestehenden Massengesteinen ohne Feldspathgehalt lehrte G. H. Williams als Durchbrüche im Gneiss des ö. Theiles der Landschaft Piedmont in Maryland kennen. Gesteine, die nur aus Bronzit und Diallag bestehen, sind ziemlich feinkörnig, bisweilen etwas porphyrartig durch Bronzit, dunkler gefärbt und eisenreicher (Anal. I. von Johnny Cake road, Baltimore Co., nach Whitfield, sp. Gew. 2,989). Andere, welche heller und leichter sind, werden aus Diopsid und Bronzit zusammengesetzt, die man schon makroskopisch gut von einander unterscheiden kann; der Bronzit ist optisch ganz normal, bei dem Diopsid beträgt die Auslöschungsschiefe auf $\infty P\infty$ 40° (Anal. II. Gestein dieser Art von Hebbville, westl. von Baltimore, bestehend aus 3 Theilen Diopsid (Anal. III) und 1 Theil Bronzit (Anal. IV) nach Chatard; spec. Gew. 3,301).

Gesteine dieser Art, welche nach G. H. Williams wahrscheinlich im ö. Nordamerika grosse Verbreitung besitzen, werden von ihm unter der Bezeichnung Pyroxenit zusammengefasst (der Name ist allerdings nicht mehr ganz disponibel, da er früher von amerikanischen Geologen für gewisse Glieder der krystallinischen Schieferformation, von Sterry Hunt auch für Varietäten der sog. Dolerite von Mount Royal in Canada benutzt worden war; doch sind diese Bedeutungen zur Zeit nicht von besonderem Belang und der Name Pyroxenit dürfte um so eher in dem Sinne von Williams verwandt werden, als Doelter die früher einmal von ihm für augitführende Glasgesteine der Tertiärformation aufgestellte Bezeichnung Pyroxenit bald darauf in Augitit verändert hat). Williams hebt weiter hervor, dass das Diopsid-Bronzitgemenge bei Webster in Nord-Carolina (als Glied der Korund führenden Dunite) auch porphyrisch durch Bronzit vorkommt, und er schlägt für diese Modification den Namen Websterit vor. Anal. V nach Schneider (Amer. Geologist VI. 1890. 35). Ein aus $\frac{2}{3}$ Diallag und

$\frac{1}{3}$ bastitisch verändertem Enstatit mit kleinen Erzmengen bestehendes grünlich-schwarzes Gestein bildet nach F. W. Hutton einen Gang im Serpentin am Dun Mountain, Nelson, Neuseeland (Roy. soc. N. S. Wales, 7. Aug. 1889).

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	50,80	53,98	51,80	54,53	55,14
Titansäure	—	0,15	0,13	—	—
Thonerde	3,40	1,32	2,21	1,93	0,66
Chromoxyd	0,32	0,53	0,51	0,30	0,25
Eisenoxyd	1,39	1,41	1,29	1,70	3,48
Eisenoxydul . . .	8,11	3,90	3,50	8,92	4,73
Manganoxydul . .	0,17	0,21	Spur	0,28	0,03
Kalk	12,31	15,47	20,99	2,25	8,39
Magnesia	22,77	22,59	17,76	29,51	26,66
Natron	Spur	—	—	—	0,30
Wasser	0,52	0,83	0,65	1,14	0,38
Phosphorsäure . .	0,24	Chlor Spur	Spur	—	0,23
	100,03	100,39	98,84	100,56	100,25

Harker nennt Pyroxenit ein grobkrystallinisches Aggregat von Hypersthen mit viel Diallag und wenig Hornblende von Fobello in der Lombardei (Geol. Mag. (3) VIII. 1891. 170). — Nach Retgers geht im s. Borneo fast ausschliesslich aus Pyroxen bestehender »Augitfels« aus Pyroxen-Olivingestein durch nahezu gänzliches Verschwinden des Olivins hervor (N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 42).

Hier würden sich sodann analoge, rein aus Amphibolen bestehende Eruptivgesteine anreihen, die indessen noch wenig bekannt sind.

Die krystallinischen Schiefer.

Die Abtheilung der krystallinischen Schiefer begreift ihrer Hauptmasse nach jene sehr mächtigen krystallinischen und schieferig struirten Gesteinsmassen ohne eruptive Lagerung, welche, bis jetzt stets fossilfrei befunden, als die Unterlage der ältesten fossilführenden, klastisch-sedimentären Formationen erscheinen, für welche sich aber nicht direct durch örtlichen Zusammenhang und Übergang nachweisen lässt, dass sie blosse Structurmodalitäten oder durch secundäre Einwirkungen hervorgebrachte Veränderungsproducte von massigen Eruptivgesteinen sind. Hierher gehören z. B. die krystallinischen Schiefer des Erzgebirges, des ostbayerischen Grenzgebirges, des n.w. Schottlands, solche Skandinaviens, Finnlands, Canadas. — Ausserdem kommen aber auch krystallinische Schiefer vor, vielfach petrographisch von diesen alten anscheinend in keinem wesentlichen Zuge zu unterscheiden, welche nach Maassgabe ihrer stratigraphischen Stellung integrirende Theile von Sedimentformationen selbst darstellen und auch ihrerseits Fossilreste der letzteren enthalten können, z. B. die krystallinischen Schiefer der Halbinsel Bergen in Norwegen, welche geologisch zum Silur gehören, solche der Alpen, welche dem Carbon oder noch jüngeren Sedimentformationen zuzurechnen sind.

Als ausgeschlossen von dem hier zu behandelnden Begriff müssen nach Vorstehendem diejenigen schieferig struirten krystallinischen Vorkommnisse gelten, welche geologisch mit augenscheinlich eruptiven Gesteinen untrennbar zusammenhängen, indem ihre Schieferigkeit nachweisbar auf primären Erstarrungsbedingungen, oder auf einer später an dem festen Eruptivgestein erfolgten mechanischen Beeinflussung beruht. Die peripherischen Partieen eines Granitmassivs, welche anstatt richtungslosen Gefüges von Anfang an plane Parallelstructur angenommen haben, sind deshalb kein »krystallinischer Schiefer«, wenn sie auch von einem allgemein petrographischen Gesichtspunkt aus die Kennzeichen eines solchen an sich tragen. Ebenso fällt ein sog. Amphibolit, wenngleich er im Handstück sowohl krystallinisch als typisch schieferig struirt ist, dann dennoch ausserhalb des Begriffs »krystallinischer Schiefer«, sofern sich durch örtlichen Verband mit einem eruptiven Diabaslager und durch Übergänge erweisen lässt, dass er nur ein durch Gebirgsdruck und seine Folgen schieferig

umgewandeltes Glied dieses Diabases ist. Auch jene, petrographisch sonst einem krystallinischen Schiefer entsprechenden Gesteine sind nicht hierher zu rechnen, welche sich als locale, im Contact mit einem Eruptivgestein erzeugte Umwandlungsproducte von sedimentärem Substrat erweisen. Das Verhältniss liegt also so, dass nicht alles Material, welches im Handstück als krystallinischer Schiefer erscheint, zu der hier im engeren und mehr geologischen Sinne zu fassenden Abtheilung gehört, sondern nur dasjenige, welches, auch selbständig über grössere Räume ausgedehnt, unabhängig von Eruptivgesteinen oder wenigstens ohne offenbaren Zusammenhang mit denselben auftritt.

Die älteren krystallinischen Schiefer heissen auch wohl die präcambrische oder archäische Formationsgruppe. Die Namen sind da ganz gerechtfertigt, wo es thatsächlich erwiesen ist, dass die also bezeichneten Schiefergesteine wirklich älter sind als das Cambrium, welches von ihnen unterteuft wird, wie es z. B. im Erzgebirge, im n.w. Schottland, mehrfach in Skandinavien der Fall. Wo aber auf die das älteste Liegende bildenden krystallinischen Schiefer nicht direct das Cambrium, sondern etwa Silur oder Devon oder gar eine andere höhere Sedimentformation folgt, da ist ihre präcambrische Natur nicht in derselben Weise gewährleistet. Doch scheint der letztere Fall immerhin eine grosse Ausnahme zu bilden und es können jene beiden Namen als Ersatz gebraucht werden, wenn man darunter diejenigen älteren krystallinischen Schiefer versteht, welche sich nicht ohne Weiteres durch ihre Niveaustellung oder durch ihren Fossilgehalt als umgewandelte Glieder der versteinerungsführenden Sedimentformationen (vom Cambrium einschliesslich aufwärts) bekunden. — Der bisweilen in diesem Sinne gebrauchte Ausdruck Grundgebirge deckt sich nicht mit dem, was unter »ältere krystallinische Schiefer« verstanden wird, weil das sog. Grundgebirge auch massige, intrusive oder effusive Erstarrungsgesteine in sich enthalten kann: jene Schiefer brauchen nur einen Theil des Grundgebirges auszumachen. Übrigens ist Grundgebirge an sich mehr ein topischer als ein Formationsbegriff, und insofern wäre der alte Name Urgebirge noch vorzuziehen.

Wie ein Eruptivmaterial bei seiner Erstarrung local eine primäre plane Parallelstructur anzunehmen vermag, so kann es auch mitunter geschehen, dass eine geologisch zu den krystallinischen Schiefern zu zählende Masse anstatt der Schieferstructur ein richtungslos körniges Gefüge aufweist, wie dies z. B. bei dem Gneiss vorkommt, welcher alsdann nicht mit Granit zu verwechseln ist.

Wo immer Aufeinanderfolge der Lagerung Aufklärung verschafft oder man möglichst tief in die feste Erdkruste eindringt, wo Einschnitte, Erosionsthäler, Verwerfungen, Bohrlöcher eine Einsicht gewähren, überall bieten sich als erreichbares Unterstes, als Unterlage der ältesten Sedimente dieselben krystallinischen Schiefer, oder doch wenigstens gewisse Repraesentanten derselben dar, von denen man daher auch auf Grund solcher Allgegenwart, welche kein Eruptivgestein und kein normales klastisches Sediment besitzen kann, behaupten darf, dass ihr Complex eine ununterbrochene Rinde um den Kern der Erde bildet. Und zwar sind dieselben so gegliedert, dass bei ungestörter Aufeinanderfolge und Ausserachtlassung minder vorwiegender Materialien in den obersten Partieen Phyllit, in den mittleren Glimmerschiefer, in den untersten Gneiss die wesent-

lichste Rolle spielt, wenn auch, abgesehen von dieser Hauptanordnung, Gneissschichten noch in den höheren Etagen bisweilen vorkommen.

Seit alter Zeit ist es aufgefallen, dass die Abtheilung der krystallinischen Schiefer eine Zwischenstellung einnimmt zwischen dem Material der eigentlichen Sedimentformationen und demjenigen der Eruptivgesteine: mit jedem dieser beiden theilt sie gewisse charakteristische Merkmale und weil diese letzteren, sonst getrennten, eben in ihr zusammen vereinigt sind, wird trotz der Zwischenstellung ihre Selbständigkeit bedingt. Einerseits sind nämlich die krystallinischen Schiefer in einer Weise abgelagert, welche mit der echten Schichtung der klastischen Sedimentgesteine die allergrösste Ähnlichkeit hat und auch gar nicht anders denn als wahre Schichtung aufgefasst werden kann. Ebenso findet sich die plane Parallelstructur oder die Schieferigkeit der letzteren Gesteine hier in einer, wie es der Name besagt, sehr bezeichnenden Vollkommenheit wieder. Auch existiren Glieder, welche einen thatsächlichen, ganz allmählichen Übergang zwischen den obersten präcambrischen krystallinischen Schiefern und den ältesten fossilführenden Sedimentmassen vermitteln. Sodann erscheinen in den vorwiegend silicatischen krystallinischen Schiefern, namentlich in deren oberen Etagen, ganz ähnliche Einlagerungen von Carbonatgesteinen, Quarziten, kohlenstoffreichen Substanzen u. s. w., wie sie auch in den Sedimentmassen, aber nicht in den Eruptivgebilden vorkommen.

Dass die krystallinischen Schiefer eine wahre wirkliche Schichtung besitzen und dass die so zu deutende Erscheinung gar nicht als eine Absonderung oder mechanische Druckschieferung betrachtet werden kann, ergibt sich daraus, dass diese Schichtung stets conform mit der petrographischen Beschaffenheit der einzelnen Lagen verläuft und bei Knickungen und Faltungen der Schiefer genau den dadurch erzeugten Biegungen folgt; dies könnte, wie Gümbel mit Recht hervorhebt, nicht stattfinden, wenn solche Sonderung eine Folge mechanischer Druckwirkung wäre, weil alsdann ihre Flächen ganz unbekümmert um die Mineralzusammensetzung durch die Gesteine hindurchgehen müssten, wie es ja auch da der Fall, wo neben Schichtung secundäre Schieferung zum Vorschein kommt.

Andererseits besteht einer Reihe sehr wesentlicher Ähnlichkeiten zwischen den krystallinischen Schiefern und den normalen Eruptivgesteinen. Zunächst der offenbar authigene Charakter der die beiden vorwiegend zusammensetzenden Mineralien, welche hier nicht von der allothigenen Natur sind, wie in den Sedimenten. Nicht minder auch stimmt die Natur der Mineralien bei den zwei grossen geologisch-petrographischen Abtheilungen in den Hauptzügen überein. Hier wie dort herrschen monokline und trikline Feldspathe, Quarz, Glimmer, Hornblenden, Pyroxene, begleitet von Eisenerzen, Apatit, Titanit u. s. w. Doch deckt sich der Mineralgehalt keineswegs allenthalben, wie denn z. B. Nephelin, Leucit, Melilith, Haüyn, Tridymit, braune basaltische Hornblende von dem Bestand der krystallinischen Schiefer ausgeschlossen erscheinen, während z. B. die in den letzteren so verbreiteten Mineralien Chlorit, Talk, Paragonit, Sericit, Epidot, Zoisit, rhombischer Amphibol, Cyanit wenigstens nicht zu dem primären Bestand der Erstarrungsgesteine gehören, hingegen in den krystallini-

schen Schiefern als mit den anderen Gemengtheilen aequivalent auftreten; der hier vorhandene sog. faserige Feldspath, die sagenitische Aggregation des Rutils, scheint in übereinstimmender Ausbildung in den Eruptivgesteinen nicht vorzukommen. — Desgleichen weist die quantitative Verbreitung von Mineralien hüben und drüben manche Contraste auf, wie denn in den krystallinischen Schiefern der weisse Kaliglimmer eine so sehr hervorragende Rolle spielt, der als primärer Gemengtheil innerhalb der Eruptivmassen fast auf den Granit beschränkt ist; eine ganz ähnliche Bewandtniss hat es mit dem dort überaus häufigen, hier höchst seltenen Granat. Ferner können auch die Verhältnisse der Mineralcombination nicht als durchweg gleichartig gelten: in der am weitesten verbreiteten und typischsten Abart des Gneisses sind zwar die Associationsgesetze der Mineralien dieselben wie im Granit, in den nicht eruptiven Flasergabbrolinsen dieselben wie im eruptiven Gabbro; aber ein Exempel vom Gegentheil liefert das in den krystallinischen Schiefern so ungemein häufige Nebeneinandervorkommen von Muscovit und Hornblende, welches den Erstarrungsgesteinen total fremd ist.

Eine andere Frage ist es, ob die bei den Eruptivgesteinen zu beobachtende Erscheinung, dass in dem einzelnen Vorkommniss für die Mineralien eine Reihenfolge in dem Anfang der Festwerdung existirt, auf dem Gebiet der krystallininischen Schiefer vermisst wird. In sehr vielen Fällen lassen allerdings die letzteren von einer Succession in der Krystallisirung ihrer Gemengtheile nicht viel oder gar nichts erkennen: die einzelnen Mineralien umhüllen sich (wie wohl zuerst Kalkowsky in seinem vortrefflichen Aufsatz im N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 7 betonte) gegenseitig gesetzlos, begrenzen sich einzeln bald automorph, bald xenomorph und weisen ein eigenthümliches zahnartiges zickzackförmiges Ineinandergreifen auf, wie es im Gesteinsbilde von Eruptivmassen nicht in dieser Weise vorkommt. Wenn es dann beinahe so aussieht, als ob alle Gemengtheile auf einmal neben einander entstanden seien, so scheint dies darauf zu verweisen, dass hier die Gesteinsentwickelung sich wohl nicht aus dem wie immer beschaffenen flüssigen, sondern vielmehr aus oder an einem mehr oder weniger starren Aggregatzustand vollzogen habe. — Doch verhält es sich anders z. B. bei sehr vielen typischen Gneissen, in denen die einschlussfreien und fast stets umhüllten Zirkon, Rutil, Eisenglanz, Apatit, Disthen, Sillimanit die älteste Festwerdung bezeichnen, darauf die ziemlich gleichzeitigen Granat und Biotit folgen, weiterhin die Bildung der Feldspathe stattfand, unter denen im Allgemeinen zuerst der Plagioklas, dann der Mikroklin, endlich der Mikroperthit und Orthoklas krystallisirt zu sein scheint, worauf dann der Quarz wenigstens mit seiner Hauptmenge stets die Reihe schliesst. Dies ist also eine ganz der der Granite ähnliche Sequenz und die Analogie wird noch dadurch verstärkt, dass dort wie hier die Quarzbildung auch schon theilweise im letzten Stadium der Feldspathverfestigung begann, ja unter gewissen Bedingungen selbst mit dem Plagioklas gleichalterig ist, wie randliche Mikropegmatitbildungen des letzteren zeigen. Überhaupt treten bei Gneissen und Granuliten oftmals wenigstens zwei Bildungsperioden bei der Krystallisation hervor, nämlich erstens die Bildung der Glimmerflaser

nebst Ausscheidung der Erze und der übrigen Accessorien (Zirkon, Rutil, Disthen, Sillimanit, Granat, Titanit u. s. w.) und zweitens die Bildung der Feldspath-Quarzflaser (vgl. z. B. Dathe im Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1888. 315; auch Kalkowsky hob hervor, dass z. B. in den Amphiboliten des Eulengebirges, Fichtelgebirges und Oberpfälzer Waldgebirges der Olivin zwar in und zwischen allen anderen Gemengtheilen auftritt, aber selbst nie irgend ein fremdes Partikelchen umschliesst). — Vielleicht spiegeln sich in solchem sehr verschiedenem Verhalten der krystallinischen Schiefer Gegensätze der Entstehung ab; es ist immerhin bemerkenswerth, dass gerade der Gneiss so oft eine regelmässige Succession zeigt, der auch sonst in manchen Zügen mineralogisch und chemisch an Eruptivgesteine anklingt, während die Glimmerschiefer und Phyllite, die von den Eruptivmassen ganz entfernt stehen, auch vorwiegend den Mangel an Sequenz offenbaren.

Mikropegmatitstructur ist auch in manchen echten Gneissen daheim; sie vermag aber genetisch nicht viel zu beweisen, da sie sicherlich sowohl das Product einer magmatischen Erstarrung als einer wässerigen Ausscheidung sein kann. Beachtenswerth ist, dass sich in einem wahren krystallinischen Schiefer, d. h. einem solchen, der nicht ersichtlich ein schieferig umgewandeltes Eruptivgestein ist, ophitische Structur bisher nicht gefunden hat, welche eben blos bei massigen Erstarrungsgesteinen bekannt ist.

In mehreren krystallinischen Schiefern spielt die sog. centrische Structur (vgl. I. S. 483) eine Rolle. Bei der Beurtheilung dieser centrischen Structur wird es sich vor allem darum handeln, ob hier ein primäres Gefügeverhältniss vorliegt, oder ob dieselbe das Product der peripherischen Umwandlung eines grösseren Gemengtheils ist. Diese Fragen sind freilich oft recht schwer zu beantworten, wie denn z. B. die centrischen Rinden um Granat bald in der einen, bald in der anderen Weise gedeutet worden sind.

Eine Structureigenthümlichkeit gewisser krystallinischer Schiefer, z. B. von sog. Trappgranuliten, die sich bei Eruptivgesteinen nicht in dieser Weise findet, ist die Erscheinung, dass die einzelnen Individuen der verschiedenen Gemengtheile nicht immer in gleichmässiger Vertheilung direct unter einander zu einem Aggregat verbunden sind, sondern vielmehr örtlich zahlreiche Individuen eines Gemengtheils unregelmässig contourirte Gruppen bilden, die an ähnlich beschaffene eines anderen angrenzen, hier also, wie H. Credner (Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 195) sagt, Aggregate die Rolle von einzelnen Individuen spielen. Etwas Verwandtes ist das charakteristische Gefüge, dass in einem Gemenge von blos farblosen Mineralindividuen (z. B. Feldspath, Quarz) gefärbte (z. B. Pyroxen, Amphibol, Granat, Biotit) nebst Erz kleine putzenähnliche Zusammenhäufungen bilden.

Eine weitere, besondere, den Eruptivgesteinen ganz fremde Structurerscheinung besteht darin, dass in grösseren, porphyrähnlich hervortretenden Gemengtheilen die meist mikroskopischen Mineraleinschlüsse nicht im Einklang mit der Krystallisationstendenz der umhüllenden Individuen eingelagert sind, sondern,

indem sie durch das ganze Gestein eine bestimmte Direction in vielen parallelen Zügen verfolgen, jene grösseren Mineralien in ganz verschiedener Richtung und Orientirung durchziehen, wie die letzteren ihnen eben im Wege gelagert sind (z. B. Feldspathe in Phylliten, Ottrelithe und Chloritoide in Phylliten und Glimmerschiefern, Granaten, Zoisite, Staurolithe). Dies spricht dafür, dass sich in dem Verlauf der Interpositionen die alte ehemalige Schichtung erhalten und hier eine Umwandlung an starr gewesenem parallel-struirtem Material vollzogen hat. — Ob da, wo in krystallinischen Schiefern eine im Gegensatz zu grösseren Krystallen sehr feinkörnige oder fast dichte Masse erscheint, welche in ihrem Ansehen etwa der »Grundmasse« der Eruptivgesteine entspricht, diese durch eine theilweise Zertrümmerung der grösseren Körner und etwaige theilweise Umkrystallisirung des Detritus geliefert worden ist, dies muss mit äusserster Behutsamkeit und ohne jedwede Voreingenommenheit erwogen werden; nicht selten gewährt allerdings das Gesteinsbild einen solchen Eindruck. — Bei der polysynthetischen Beschaffenheit von äusserlich einheitlich aussehenden Quarzkörnern scheint es ein charakteristischer Gegensatz zu sein, dass in den krystallinischen Schiefern dann die einzelnen Theile ausserordentlich unregelmässig begrenzt sind und sehr spitzzackig oder zahnähnlich in einander eingreifen, während sie in den Eruptivgesteinen mehr rundliche Körnerform besitzen.

Weitere Eigenthümlichkeiten der Gruppe der krystallinischen Schiefer sind vor allem das überaus häufige Auftreten von schicht- und namentlich linsenförmigen Einlagerungen untergeordneter Gesteinsmassen in denjenigen, welche wie Gneiss, Granulit, Glimmerschiefer, Phyllit die Hauptrolle spielen. Hierher gehören die Lager oder lenticulären Vorkommnisse von Quarzit, Kalkstein, Dolomit, Amphibolit, Eklogit, Olivinfels, Gabbro, Pyroxengranulit, Granatgestein, Pyroxengestein, Chloritschiefer, Talkschiefer, Magnetit sowie zahlreiche andere seltenere. Die Einlagerungen, welche sich oft sowohl im Fallen als im Streichen rasch auszukeilen pflegen, sind auch in ihrer deshalb linsenartigen Erstreckung immer parallel mit der Schieferigkeit des einschliessenden Gesteins und seinem Wechsel im Mineralgehalt. Sie werden wie grosse Kerne von den umgebenden Schichten häufig augenartig umschmiegt und sind vielfach mit den letzteren durch Übergänge im Mineralgehalt verbunden, weshalb sie als genetisch von ihnen untrennbar erscheinen. Bei den abweichend zusammengesetzten Einlagerungen zeigt sich aber auch manchmal in charakteristischer Weise, dass dieselben von dem herrschenden Gestein sowohl im Hangenden als im Liegenden durch eine wieder anders zusammengesetzte Masse getrennt werden, welche wie eine Schale die Einlagerung zunächst umgibt; so werden z. B. Kalklager im Glimmergneiss durch graphitreiche Schiefer allseitig umhüllt, die linsenförmigen Eklogitlager meistens durch Amphibolitzonen von den beherbergenden Gneissen getrennt.

Abgesehen von diesen Vorkommnissen ist für die krystallinischen Schiefer in ihrer Gesammtheit auch sonst gerade der rasche und unvermittelte Wechsel des Gesteinsmaterials im kleinen Maassstab sehr bezeichnend. So erblickt man

oft auf beschränktem Raum erstaunlich zahlreiche Wechsellagerungen der verschiedenartigsten, scharf von einander getrennten Mineralaggregate in bisweilen sehr dünnen, nur centimetermächtigen Streifen, ein paralleles Alterniren von Gneissen mit Glimmerschiefern, Granuliten, Chloritschiefern, Hornblendeschiefern, Quarzitschiefern u. dgl. Sodann findet auch häufig eine ähnliche Separation oder abwechselnde Anhäufung der Gemengtheile eines und desselben Gesteins in parallelen Lagen statt, wie denn z. B. bei Gneissen ein höchst vielfach wiederholter Wechsel von dünnen, einerseits an Quarz und Feldspath, andererseits an Glimmer oder dunkeln Bisilicaten reichen Lagen vorkommt.

Lossen hob hervor, dass unter den krystallinischen Schiefern solche vorkommen, welche petrographisch durch das blosse Auge nicht von Contactproducten, wie sie um Eruptivgesteine charakteristisch sind, unterschieden werden können, und doch unabhängig von jedem eruptiven Durchbruch sich an den ausgedehnten archäischen Schiefersystemen betheiligen (Z. geol. Ges. XXI. 1869. 321; XXIV. 1872. 739); so z. B. gneissartige Gesteine, Glimmerschiefer, Strahlsteinschiefer, übereinstimmend mit denen, wie sie um die Granite durch Contactmetamorphose aus Grauwacken, bezw. Thonschiefern und Diabastuffen hervorgegangen sind. Auf diese Ähnlichkeit hat übrigens schon 1824 Ami Boué die Aufmerksamkeit gelenkt (vgl. S. 163). Wie weit bei einem mikroskopischen Vergleich beide Materialien eine constante und charakteristische Abwesenheit oder Gegenwart von structurellen Eigenthümlichkeiten aufweisen (vgl. das I. S. 590 über die Contactproducte Angeführte) ist eine noch nicht genugsam behandelte Frage. Sofern übrigens gewisse der sog. Gneisse sich dennoch, abweichend von der bisherigen Auffassung, als Eruptivmassen herausstellen sollten, verlöre die Ähnlichkeit der sie begleitenden Schiefer mit Contactproducten ihr Auffallendes.

Fossilmangel ist für die echten archäischen krystallinischen Schiefer zwar nur eine Erfahrungswahrheit, aber doch eine solche, deren »Entkräftung durch einen glücklichen Fund« ausser dem Bereich der Wahrscheinlichkeit liegt; dass jüngere krystallinische Schiefer, ohne Zweifel Umwandlungsproducte von Sedimentärschichten, Fossilreste enthalten können, ist selbstverständlich. Schon vor H. Reusch's merkwürdigen Funden auf der Bergenhalbinsel (I. 623) beschrieb E. Geinitz von Leuchtholz bei Ventzka zwischen Hirschberg und Hof im Fichtelgebirge einen grünen magnetitreichen Hornblendeschiefer (bestehend aus Quarz, Hornblende und Magnetitoktaëdern in gegenseitiger Durchdringung) mit deutlich erhaltenen Steinkernen und Abdrücken einer Orthis, die theils der devonischen O. opercularis M. V. K., theils der primordialen O. Lindströmi Linnarss. genähert ist (Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 643).

Die Fälle, wo anorganische Körper hier als archäische Organismenreste gedeutet und dann später in ihrer wahren Natur erkannt worden sind, sollen an dieser Stelle nicht aufgezählt werden. — Die letzte Angabe auf diesem Gebiet stammt, wie es scheint, von Barrois: nach ihm kommen in dem Gneiss des Morbihan (z. B. Gegend von Vannes) eingeschaltete Lager von graphitischem Quarzit oder kohligem Kieselschiefer in weiter Verbreitung vor, welche entweder den oberen Horizont des Terrain primitif oder die Basis der präcambrischen Phyllades de St.-Lô bilden,

deren hohes Alter aber auch dadurch bezeugt wird, dass Rollstücke davon schon in präcambrischen Conglomeraten liegen. Bei Lamballe (Côtes-du-Nord) enthalten nun diese Gesteine u. d. M. ausser Quarz, Graphit und Pyrit kreisrunde oder verdrückte Durchschnitte, welche an die Radiolarien erinnern, wie sie in den silurischen Graptolithen-Kieselschiefern der Bretagne liegen; Cayeux habe die Gegenwart von Radiolarien hier als indéniable hingestellt und dieselben als Monosphaeridae bestimmt (Comptes rendus, 8. Aug. 1892).

Als Beweise für das Vorhandensein organischen Lebens auf der Erde zur Zeit als die archäischen krystallinischen Schiefer oder die früher an ihrer Stelle bestandenen Materialien sich bildeten, hat man die in ihnen enthaltenen Lager von (meist körnigem) Kalkstein sowie den Graphit- oder sonstigen Kohlenstoffgehalt vieler hierher gehöriger Gesteine angeführt. Die Kalke der archäischen Bildungen sollen wie diejenigen der Jetztzeit und aller fossilführenden Formationen ihre Entstehung höchst wahrscheinlich blos der Anhäufung, Zertrümmerung und Umkrystallisirung kalkiger Schalen und ähnlicher Reste von Organismen verdanken. Für die kohligen und bituminösen Substanzen sagt man, dass keine andere Art der Entstehung in der Natur als die durch Zersetzung organischer, vegetabilischer und animalischer Körper bekannt ist, und wo immer diese Materien in den Gesteinen verbreitet gefunden werden, die Existenz von Pflanzen und Thieren vorausgesetzt werden darf. So genüge das Vorkommen von Graphit, Anthracit, Bitumen und weitausgedehnten Kalkbänken, um die Existenz archäischer Organismen darzuthun; vgl. indessen J. Roth's Bemerkungen über die Möglichkeit der Existenz von anorganischem Kohlenstoff, Geologie III. 11. Dass in den präcambrischen krystallinischen Schiefern deutliche versteinerte Überreste der damaligen Lebewesen nicht gefunden werden, erkläre sich sehr wohl durch den Verlust von Form und Structur in Folge des dem ursprünglichen Material widerfahrenen Umkrystallisationsvorgangs. Bei dieser Deutung müsste es indess immerhin auffallen, dass da, wo wirklich fossilführende sedimentäre Formationen einer nicht geringeren krystallinischen Metamorphose anheimfielen, die Fossilien durchaus nicht immer gänzlich verschwunden sind. Es mag hier nur z. B. erinnert werden an die Trilobiten- und Korallenreste im obersilurischen echten Glimmerschiefer der Gegend von Bergen, an den Abdruck von Asterophyllites in dem sog. Protogin der piemontesischen Alpen (nach Michelotti), an das Dasein deutlicher Trilobitenreste in den Ottrelithphylliten von Stavelot, von Belemniten in den Schiefern vom Nufenen-Pass, an die carbonischen Pflanzenreste in den Phylliten der Ostalpen. Angesichts dessen scheint es doch eine etwas gezwungene Annahme, dass die Spuren präcambrischer Fossilien stets sammt und sonders verschwunden sein sollten.

Einer der Hauptunterschiede zwischen den krystallinischen Schiefern und den eruptiven Erstarrungsgesteinen besteht in der Gegensätzlichkeit der Lagerung. Die wahren krystallinischen Schiefer bilden wie die Sedimentärmassen keine Ablagerungen, denen der Charakter von selbständigen Stöcken, Lakkolithen, Gängen, Intrusivlagern zugeschrieben werden kann, keine Decken, Ströme und Kuppen, und weil sie eben keine Erstarrungsgebilde sind, ist ihnen auch

jede Ausbildung einer glasigen oder halbglasigen Modification, sowie jede, für jene charakteristische prismatische oder kugelige Absonderungsform völlig versagt. Sofern sich für einen Gesteinscomplex, welcher auf Grund der petrographischen Ausbildungsweise zu den krystallinischen Schiefern gerechnet wurde, ein augenscheinlich eruptives Lagerungsverhältniss herausstellen sollte, so würde derselbe dadurch aus dieser Abtheilung ausscheiden.

Die chemische Zusammensetzung der krystallinischen Silicatschiefer steht natürlich auch hier unmittelbar mit ihrer mineralogischen in Verbindung. Ist die letztere identisch mit der gewisser Eruptivgesteine, so tritt eine auffallende chemische Übereinstimmung mit diesen hervor, z. B. von Gneissen und Graniten, wie es auf Grund der sich deckenden mineralogischen Zusammensetzung gar nicht anders sein kann. Da es auf diesem Gebiet aber auch Mineralcombinationen gibt, welche bei den Eruptivgesteinen, sei es wegen der Natur der Gemengtheile, oder wegen deren quantitativem Verhältniss nicht ihres Gleichen haben, z. B. reiner Strahlsteinschiefer, Eklogit, so besteht alsdann eine nicht unerhebliche Abweichung von den Eruptivgesteinen, wie z. B. hier Gesteine mit recht hohem Gehalt an Kieselsäure und daneben ganz verschwindendem an Alkalien vorkommen können, auch z. B. das chemische Bild des zu den krystallinischen Schiefern gehörigen Wollastonitfelses, Skapolithfelses u. dgl. bei den Eruptivgesteinen nicht wiederkehrt.

Ansichten über die Bildungsweise der krystallinischen Schiefer.

Das Vorstehende zeigt, dass die eigentlichen krystallinischen Schiefer in ihrem jetzigen Zustand keine normalen Sedimente und keine normalen Eruptivgesteine sein können. Über die Entstehungsweise hat man eine grosse Anzahl sehr verschiedener Ansichten aufgestellt, ohne dass bis jetzt eine allseitig befriedigende Deutung gefunden wurde; so ziemlich alle im Bereich der Möglichkeit liegenden Erklärungen sind versucht worden, gleichwohl gelangte keine einzige jemals auch nur eine Zeitlang wirklich zur Herrschaft. Es ist aber auch überhaupt zunächst zu bezweifeln, dass die Frage nach dem Ursprung dieser Gesteine durch eine Universalhypothese gelöst zu werden vermag, wie man dies früher in der Regel im Auge hatte: ein krystallinisch schieferiges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer kann, auch wenn gänzlich von seinem Auftreten als integrirender Theil einer abweichend struirten Eruptivmasse abgesehen wird, also als specifisch krystallinischer Schiefer im eigentlichen geologischen Sinne, immerhin von vorne herein das Resultat ganz verschiedenartiger Bildungsprocesse sein. Zur aprioristischen Annahme der Möglichkeit oder gar Wahrscheinlichkeit einer abweichenden Entstehung fordert auch die Thatsache auf, dass ausser den das eigentliche präcambrische Grundgebirge bildenden krystallinischen Schiefern noch solche vorkommen, welche in viel höheren Niveaus, als Aequivalente von Gliedern fossilführender Sedimentformationen erscheinen. — Die Theorieen über den Ursprung dieser Gesteinsabtheilung haben sich von jeher vorwiegend an

den Gneiss als den verbreitetsten und charakteristischsten Repräsentanten derselben geknüpft, mit welchem die übrigen Glieder mehr oder weniger stehen und fallen.

Eine rein historische Darlegung der verschiedenen Ansichten auf diesem Gebiet würde wenig übersichtlich sein, da man bis auf den heutigen Tag von einer eigentlich organischen Fortentwickelung derselben kaum reden kann, es vielmehr häufig der Fall war, dass ein älterer, fast abgethan scheinender Erklärungsmodus zwischendurch wieder von anderer Seite aufgegriffen und mit neuen Argumenten zu stützen versucht wurde. Deshalb eignet sich für die folgenden Schilderungen besser der classificatorische Weg. Eine sehr gute Zusammenstellung der älteren Theorieen findet sich in J. Roth's Schrift: Über die Lehre vom Metamorphismus u. d. Entstehung d. kryst. Schiefer (Abhandl. Berl. Akad. 1871. 151). Vgl. auch die mehrsprachigen »Études sur les schistes cristallins«, Londres 1888, zusammengestellt von mehreren Autoren, zum 4. internationalen Geologencongress in London.

Darnach sind die hier in Rede stehenden krystallinischen Schiefer entweder insgesammt oder als einzelne Vorkommnisse aufgefasst worden in ihrer jetzigen Beschaffenheit als:

I. Ursprüngliche Bildungen, und zwar als:
   1) Ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde.
   2) Anderweitige Erstarrungsmassen von eruptiver oder intrusiver Art.
   3) Echte Sedimente, nämlich als:
      a) verfestigter Detritus von Eruptivgesteinen.
      b) verfestigte Tuffe von Eruptivgesteinen.
      c) chemische Ausscheidungen aus überhitztem Wasser.
      d) mechanische, durch unmittelbare Diagenese modificirte Sedimente.

II. Umwandlungsproducte (metamorphischer Art), und zwar als:
   1) Umgewandelte Sedimente; die Umwandlung sei bedingt worden durch:
      a) die Wirkungen der inneren Erdwärme.
      b) hydrochemische Einflüsse gewöhnlicher Art.
      c) durch tektonische Einflüsse, durch Dislocationsmetamorphismus.
   2) Eruptivmassen, umgewandelt durch Dislocationsmetamorphismus.

I. 1. Hatte die Erde wirklich alle jene Stadien durchlaufen, welche die Kant-Laplace'sche Theorie bei ihr voraussetzt, so musste sie sich einst, wie jeder abkühlende flüssige Körper, an der Erkaltungsfläche mit einer festen Schlackenhaut, der ältesten Erdkruste bedeckt haben, an welche sich dann, wie bei der Eisbildung, von unten her neue Erstarrungsschichten anlegten. Zu der Ansicht, dass diese älteste Erstarrungskruste der Erde in den die fossil-

führenden Sedimentformationen unterteufenden krystallinischen Schiefern gegeben sei, hat sich eine grosse Anzahl von Geologen bekannt, welche zu ihrer Zeit als sehr hervorragende Forscher galten. C. F. Naumann hat diese Theorie und ihre Begründung in folgende Worte gekleidet: »Die grosse Übereinstimmung, welche der Gneiss und die meisten der ihn begleitenden Gesteine in ihrer mineralischen Zusammensetzung mit Granit und mit anderen eruptiven Gesteinen erkennen lassen; die Wahrscheinlichkeit, dass die meisten dieser eruptiven Gesteine aus einem feuerflüssigen Zustande erstarrt sind; die fast unvermeidliche Voraussetzung, dass unser Planet sich ursprünglich durchaus in demselben Zustande befunden und erst später mit einer Erstarrungskruste bedeckt habe; endlich die Thatsache, dass in der Urgneissformation Granite mit Gneissen regelmässig wechsellagernd angetroffen werden, diese Thatsachen und Voraussetzungen sind es, welche die eine der jetzt herrschenden Hypothesen hervorgerufen haben, dass diese primitiven Formationen (Gneiss, Glimmerschiefer, Phyllit) die ursprüngliche Erstarrungskruste unseres Planeten bilden« (Geognosie II. 1862. 154). Dabei wurde z. B. von Poulett Scrope, Darwin, Fr. Hoffmann betont, dass die den krystallinischen Schiefern eigene Parallelstructur nicht als eine direct gegen ihre pyrogene Entstehung sprechende Erscheinung aufgefasst werden könne, weil auch manche Erstarrungsgesteine, wie Trachyte, Phonolithe, Laven in ähnlicher Weise bisweilen schieferig ausgebildet sind. Als Beispiele galten u. a. namentlich ganz gneissähnlich flaserige Laven von den Ponza-Inseln und von Pantelleria. Auch neuerdings (1893) beschreibt A. Klautzsch noch Dacite von der Laguna des Quilotoa (ecuatorianische Westcordillere), welche »in Folge einer ausgeprägten Lagenstructur wie krystalline Schiefergesteine, wie (flaserige) Gneisse und Glimmerschiefer aussehen«. — Sodann erläuterte diese Theorie in willkommener Weise die sonst immer als Schwierigkeit empfundene Thatsache, dass zwar eine so grosse Ähnlichkeit in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung mit den eruptiven Erstarrungsgesteinen besteht, aber die krystallinischen Schiefer, im Gegensatz zu letzteren, gleichwohl eruptive Lagerungsverhältnisse nicht erkennen lassen.

Dass der Gneiss die anfängliche Kruste der erstarrenden Erdrinde sei, war auch die Ansicht, welche Th. Scheerer in seiner namentlich auf Skandinavien sich beziehenden Abhandlung: »Über die Bildungsgesetze des Gneusses« (Karsten's u. v. Dechen's Archiv XVI. 109) zu Grunde legte. Nach v. Buch's, Hausmann's und Naumann's vereinten Beobachtungen, welche ein getreues Bild von der Felsarchitektur Skandinaviens geben, ist die steile Schichtenstellung und ein annäherndes Streichen in der Nord-Südrichtung ein allgemein durchgreifendes Gesetz bei dem Auftreten des Gneisses und verwandter Gesteine auf der Halbinsel; Scheerer bemerkt, dass die ausserordentliche Schärfe, mit welcher dies Gesetz hervortritt, stellenweise so deutlich ist, dass z. B. um Modum der Schichtenbau des Gneisses meilenweit als Richtung zur Meridian-Orientirung führen kann; anderenorts sind die Gneissschichten so schlangenähnlich gewunden, wie ein mitten im lebhaftesten Wellenschlag erstarrtes Meer. Dabei sind alle möglichen Übergänge von Gneiss in andere Schiefer und Granit ersichtlich; man gewöhne sich hier bald daran, das Gleichartige nur in der specifischen Identität der Gemengtheile, keineswegs in der Verbindung

oder einem bestimmten Quantitätsverhältniss derselben zu suchen, die Differenzen des Körnigen, Flaserigen, Schieferigen verlieren hier vollständig ihren Werth. Alle diese eigenthümlichen Verhältnisse hält Scheerer für ursprüngliche: die Schichten des Gneisses müssen in derselben Fallebene und in der undulatorischen Art ihres Streichens, wie beide noch jetzt zu beobachten sind, auch entstanden sein. Anknüpfend an die den Lichtenberg'schen Figuren analoge Erscheinung, dass in einer Auflösung von Schwefelammonium in einem Becherglas, in welcher durch längeres Aufbewahren ein Theil des Schwefels frei geworden ist, die feinen Theilchen desselben sich nicht, wie ein anderer Niederschlag horizontal, sondern, den Scheidewänden einer Citrone vergleichbar, sternförmig um eine senkrechte centrale Linie ordnen und annähernd senkrechte Wände im runden Glas bilden, versuchte Scheerer durch magnetische Kräfte die senkrechte Schichtenstellung des Gneisses zu erklären. »Was ist es, ruft er aus, was wir von diesen magnetischen oder elektromagnetischen Strömen verlangen? Nichts mehr als dass sie das eben in der Bildung begriffene Glimmerblatt, welches in der flüssigen Masse schwebt und sich frei und leicht bewegen kann, auf welches die Schwere kaum eine Einwirkung hat, dass sie dies Blättchen um seine Axe drehen. Sollte sich nicht hier zwischen dem durch langsame Abkühlung polar-elektrischen Glimmer und den elektromagnetischen Strömen ein Anknüpfungspunkt dargeboten haben? Sobald die Einwirkung solcher Ströme auf ein sich bildendes Glimmerblatt zugegeben wird, haben wir den Schlüssel zu allen räthselhaften Erscheinungen in dem Bau des skandinavischen Urgebirges, welches mit seiner mehr oder weniger senkrechten Parallelstructur jetzt gleichsam vor unseren Augen entsteht. Das Streichen der Schichten wird, wie der Verlauf der örtlich manchfach gestörten Ströme undulatorisch, aber mit einem allgemeinen Hinweisen auf den zunächst gelegenen nördlichen magnetischen Pol«. Wo die Abkühlung der nicht überall gleichförmig erstarrenden Erdkruste schnell vor sich ging, konnte sich die Parallelstructur nicht vollständig entwickeln und es entstanden Granite.

Als später die Vorstellungen von der Mitwirkung des Wasserdampfes bei der Erstarrung von Eruptivmagmen sich Bahn zu brechen begannen, lag es nahe, dieselben auch auf die Genesis der Gneisse anzuwenden, in denen ein unter dem Druck einer gewaltigen Dampfatmosphaere gebildetes hydatopyrogenes Erstarrungsproduct der äusseren Erdkruste erblickt wurde (vgl. auch schon Mitscherlich in Abh. Berliner Akad. 1822 und 1823. 38). Naumann war geneigt, sich dieser Anschauung im Allgemeinen anzuschliessen, indem ihm die Vermuthung am wahrscheinlichsten dünkte, dass die Aussenseite unseres Planeten, während und nach ihrer Erstarrung einem langwierigen und tief eindringenden Conflict mit heissem Wasser und Wasserdampf ausgesetzt war, wodurch eine meilenweit hinabreichende Zersetzung bewirkt wurde, in Folge deren eine sehr mächtige, den ganzen Planeten umgebende Hülle von heissflüssigem Schlamm entstand, der das Material zur Bildung jener Gesteine lieferte. »Die chemischen Experimente von Daubrée und die mikroskopischen Untersuchungen von Sorby berechtigen wohl zu der Ansicht, dass bei der Ausbildung des Gneisses, Glimmerschiefers und Urthonschiefers (Phyllits) Wasser und hohe Temperatur gleichzeitig in Wirksamkeit waren, und dass ein Krystallisationsprocess eingeleitet wurde, welcher nach Maassgabe der immer grösseren Tiefe zu einer immer vollkommeneren Entwickelung seiner Producte, d. h. der mineralischen Bestandtheile jener Gesteine gelangen musste« (Geognosie II. 156).

Daubrée hegte in den seiner Abhandlung über den Metamorphismus angehängten Betrachtungen über die Bildung der Schiefergesteine, welche älter sind als die Silurschichten, ähnliche Vermuthungen; auch er denkt sich diese Schiefergesteine mit unter dem Einfluss des Wassers entstanden: das Wasser des Urmeeres durch-

drang die geschmolzenen Massen und bildete, nach Analogie seiner Wirkungen in Daubrée's geschlossenen und erhitzten Röhren, krystallisirte Mineralien mit Hülfe der Stoffe, die es eben zerlegt hatte. Diese Körper, im Schoosse der Flüssigkeit gebildet oder aufgeschwemmt, schlugen sich auf deren Grund nieder und bildeten Absätze; der massige Granit und der geschieferte geschichtete Gneiss seien vermuthlich beide so auf demselben Wege gebildet, welcher zwischen dem hydatogenen und pyrogenen die Mitte hält.

Die gewöhnlich zur Begründung der Lehre von der Metamorphose der sedimentären Schiefer in krystallinische verwandte Thatsache, dass die letzteren nach oben zu oft durch allmähliche Übergänge in klastische, selbst fossilführende Schiefergesteine verlaufen, wurde von Scheerer mit den bisher vorgetragenen Hypothesen zu vereinigen versucht. Indem er sich ebenfalls zu der Ansicht bekannte, dass ursprünglich die geschmolzenen Stoffe unserer Erdrinde von einer »glühenden Wasserschicht« umhüllt waren, lässt er sich unter derselben Gneiss und Glimmerschiefer bilden, die aber bei der allmählichen Abkühlung des Wassers nach und nach in Thonschieferbildungen übergehen mussten, ja sogar bei einer Temperatur des Wassers, die der unserer jetzigen Meere gleichkam, selbst in Thonschiefer, welcher den Boden für organische Geschöpfe abgeben konnte. Gneiss und versteinerungsführender Thonschiefer repräsentiren bei ähnlicher chemischer Zusammensetzung die beiden Endglieder der Kette, welche mit chemischer Bildung anfängt und mit mechanischer Menguug aufhört. Ebenso gradweise, wie sich die Wasserschicht abkühlte, ebenso stufenweise, wie hier chemische Bildung in mechanische überging, ebenso allmählich verlor sich auch vielleicht die Kraft der anordnenden elektromagnetischen Ströme, und die Schichten gingen, gleichsam nach dem Gesetz des Parallelogramms der Kräfte, aus der senkrechten Stellung in die horizontale Lage über, indem endlich die magnetische Kraft der Schwere unterliegen musste.

Einer der Hauptvertreter der Theorie ist bis in die jüngste Zeit J. Roth gewesen, z. B. zuletzt noch in seiner Geologie III. 1890. 7: »In der Gruppe der krystallinischen Schiefer liegt die Erstarrungskruste vor, verändert z. Th. durch Verwitterung und zwar in derselben Weise wie die übrigen plutonischen und neptunischen Gesteine, nach wohlbekannten Gesetzen«. Er betont hauptsächlich, dass die Kruste unter Bedingungen erstarren musste, wie sie später niemals wiederkehrten, unter einer Atmosphaere, deren Druck und Zusammensetzung von den heutigen Verhältnissen vollständig abwich, indem sie ausser der ganzen Menge des Wassers alle jene Verbindungen enthielt, welche bei hoher Temperatur flüchtig sind, wie Chloride, Schwefelmetalle, Fluorverbindungen u. s. w., auch vermöge ihrer Beschaffenheit die Erkaltung der Erdoberfläche sehr verlangsamen musste. Weiterhin versuchte J. Roth zu zeigen, dass die vorcambrischen krystallinischen Schiefer in ihrer Gesammtheit die Bedingungen erfüllen, welche von einer erhalten gebliebenen Erstarrungskruste verlangt werden: letztere muss (ungestörte Lagerung vorausgesetzt) überall unter den ältesten Sedimenten zu finden sein, wie dies in der That der Fall ist; überall gleiche Beschaffenheit zeigen (gegeben in der Aufeinanderfolge von Gneiss, Glimmerschiefer, Phyllit); ferner muss sie durch ihre Beschaffenheit keinen Widerspruch gegen ihre Entstehung aus plutonischer Erstarrung hervorrufen, auch die Möglichkeit bieten, aus ihrem Material die Sedimente abzuleiten, endlich fossilfrei sein. Eine wirkliche Schichtung wie sie bei Sedimentgesteinen vorkommt und auf Intermittenzen oder Discontinuitäten der Gesteinsentwicklung beruht, will Roth bei den krystallinischen Schiefern nicht anerkennen, obschon deren Dasein eigentlich der gedachten Entstehung nicht widerstreiten würde; »man nennt sie geschichtet, weil man in ihnen umgewandelte Sedimente sehen wollte, während sie doch nur durch Druck, ein natürliches Ergebniss der Contraction der abkühlenden Erdrinde, schieferig und gefaltet sind«.

Namentlich hat die Theorie, welche in dem Gneiss die erste Krustenbildung der Erde erblickt, aus dem Grunde viele Anhänger gefunden, weil sie gewissermassen den ältesten Sedimenten einen Boden verschafft, auf welchem diese sich ablagern konnten. Wenn nun auch das Dasein einer primitiven Erstarrungskruste als ein nothwendiges Postulat zugegeben wird, so ist es doch sehr vielen Geologen zweifelhaft erschienen, dass dieselbe überhaupt unserer Beobachtung zugänglich oder dass sie noch als solche erhalten, namentlich aber, dass sie in den krystallinischen Schiefern gegeben ist. Das erhebliche Vorwalten glimmeriger Mineralien, die ausgezeichnete Parallelstructur, der unablässige Gesteinswechsel in dünnen Lagen schien doch mit den Vorstellungen, die man über die Beschaffenheit einer Erstarrungskruste hegen zu müssen glaubte, nicht recht vereinbar; sodann erblickte man in dem Vorkommen der Einlagerungen von Kalksteinen, Dolomiten, Graphiten in dem Complex der krystallinischen Schiefer eine unüberwindliche Schwierigkeit für die Annahme der in Rede stehenden Theorie (indess ist wohl der Einwand, dass Carbonate in hoher Temperatur ihre Kohlensäure abgeben müssten, nicht stichhaltig, denn sowohl die Versuche von G. Rose als die Kalksteineinschlüsse in den Eruptivgesteinen lehren, dass Kalkcarbonat in hoher Temperatur Kohlensäure nicht verliert, wenn sie nicht entweichen kann; über den Kohlenstoff s. S. 148). Ferner wurde die Gegenwart von Geröllen und Geschieben in gewissen krystallinischen Schiefern als ebenfalls dagegen streitend hervorgehoben und endlich darauf hingewiesen, dass die Wiederkehr krystallinischer Schiefer als Aequivalente höherer fossilführender Sedimentformationen für solche Vorkommnisse überhaupt eine ganz andere Bildungsweise erheischt.

Fr. Zöllner hat es sehr wahrscheinlich gemacht, dass die Helligkeitszunahme der veränderlichen Sterne auf dem Hervorbrechen von gluthflüssigem Magma durch die Erstarrungskruste beruht, welches sich indessen schon nach wenigen Monaten so abgekühlt hat, dass die Helligkeitszunahme wieder völlig aufgehoben ist; dies zeige, dass Erkaltung und Krustenbildung eines Weltkörpers keineswegs so ruhig und allmählich vor sich gehen, wie etwa die Bildung der Eisdecke auf einem Weiher, sondern dass häufig enorme Zerstörungen und Umwälzungen überhaupt dabei eintreten. So wäre am Ende auch bei der Erstarrungskruste der Erde gerade kein besonders langes Anhalten einer auf Parallelismus gegründeten Lagerung und Structur, vielmehr ein wildes Durcheinander grossartiger Fluctuationserscheinungen zu vermuthen.

Gleichwohl ist der in Rede stehenden Ansicht auch zur heutigen Zeit noch keineswegs der Boden entzogen, wobei man freilich, um die Erstarrungskruste in ihrem noch mehr oder weniger unverändert gebliebenen Zustand anerkennen zu können, in sehr tiefe Niveaus der krystallinischen Schiefer wird hinabsteigen müssen, wo die Erscheinungen, welche die oben angeführten Einwendungen bedingen, thatsächlich in viel minderem Maasse zur Geltung kommen. So sagt z. B. Rosenbusch (N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 88): »Wenn überhaupt Theile der ersten Erstarrungskruste unserer Erde von Menschenaugen je gesehen worden,

so sind dieselben in den tiefsten Abtheilungen des Grundgebirges zu suchen«; und H. Credner (Geol. 1891. 367): »Vielleicht müssen die untersten schwachflaserigen, nur sehr undeutlich geschichteten einförmigen Gneisscomplexe an der Basis der archäischen Formation als die Producte der oberflächlichen Erstarrung des gluthflüssigen Planeten angesprochen werden«. Auch Dathe ist geneigt, für die Gneisse des Eulengebirges diesen Ursprung in Anspruch zu nehmen (Abhandl. pr. geol. L.-Anst. Neue Folge. H. 13. 1892. 24).

I. 2. Gewisse zu den Gneissen gerechnete Vorkommnisse sind auf Grund ihrer anscheinenden Lagerungsweise oder ihres Verhaltens zu den angrenzenden Gebirgsgesteinen für ursprünglich in der jetzt vorliegenden Beschaffenheit festgewordene eruptive Bildungen erklärt worden, oder für Erstarrungsgesteine, denen nicht der Charakter einer Primärkruste zugeschrieben wurde. Sofern man aber diese Theorie niemals auf die sämmtlichen krystallinischen Schiefer in ihrer allgemeinen Verbreitung ausgedehnt hat, ist dieselbe den anderen Deutungsversuchen nicht völlig aequivalent (zu unterscheiden ist sie von der im weiteren Verlauf (unter II. 2) zur Erörterung gelangenden Ansicht, dass ein Theil der Gneisse ehemalige Eruptivmassen oder Erstarrungsgesteine von vorwiegend granitischer Natur gewesen sei, denen durch Gebirgsdruck der jetzige Gneisscharakter erst im Laufe der Zeit aufgedrückt wurde und dass auch viele andere krystallinische Schiefer, Sericitschiefer, Hornblendeschiefer, Chloritschiefer u. s. w. durch den Pressionsmetamorphismus umgewandelte Eruptivgesteine repräsentiren).

Poulett Scrope hat schon 1825 und später 1856 (Qu. journ. geol. soc. XII. 350) seine Ansichten über die Existenz eruptiver Gneisse geäussert, Naumann gleichfalls diese Entstehungsweise für manche Gneisse im N. Jahrb. f. Min. 1847. 297 mit beredten Worten zu verfechten versucht. In seiner Abhandlung über den älteren und jüngeren Gneiss des Erzgebirges (N. Jahrb. f. Min. 1850. 592) betrachtete H. Müller den ersteren, den normalen grauen Gneiss, entweder als das älteste, wenn auch bedeutend veränderte Sediment oder als primitive Erstarrungskruste, während für den letzteren, insbesondere den rothen und dann den sog. amphoteren grauen Gneiss dagegen wohl keine andere als eine plutonisch-eruptive Bildung, ebenso wie sie den nahe verwandten echten Graniten zukommt, anzunehmen sei; doch sind die angegebenen, zu solcher Deutung führenden Erscheinungen seines stockähnlichen Durchsetzens, des Eingeschlossenseins fremder bisweilen contactmetamorphisch ausgebildeter Schollen und Bruchstücke später ganz anders aufgefasst worden: sie verweisen gemäss der Feststellungen der sächs. geologischen Landesaufnahme nur scheinbar auf eruptive Abkunft, und rother und grauer Gneiss können genetisch nicht von einander getrennt werden, keiner von beiden ist eruptiv (vgl. S. 201). — Nach Kjerulf und Tellef Dahll trete die eruptive Natur des rothen Gneisses in Thelemarken sehr deutlich hervor, er durchbreche in unverkennbarer Weise krystallinische Schiefer und schliesse Schollen derselben oft von beträchtlicher Grösse ein (Dahll, Geol. Tellemarkens 1860; Kjerulf u. Dahll, Über d. Erzdistrict Kongsberg, Christiania 1860); der dortige graue Gneiss sei dagegen ein metamorphischer Schiefer. Auch Frapolli sprach sich dafür aus, dass gewisse Gneisse als eruptive Bildungen aufzufassen seien (Bull. soc. géol. IV. 1847. 617). Fournet berichtete in einem Briefe an K. C. v. Leonhard (N. Jahrb. f. Min. 1838. 159), dass es in den Bergen von Izeron wahre Eruptionsgneisse gebe, welche andere metamorphische Gneisse durchsetzen;

beide seien auch petrographisch durchaus von einander verschieden. In der Bretagne unterschied ebenfalls später Daubrée zwischen metamorphischem und eruptivem Gneiss. Ch. Darwin hat die Vermuthung geäussert, dass der Gneiss von Rio de Janeiro und Bahia, in welchem er fremdartige Bruchstücke eines Hornblendegesteins mit scharfen Ecken und Kanten beobachtete, eher ein eruptives als ein metamorphes Gebilde sein möge (Geol. observat. on South America 1846. 141). Naumann hielt den Granulit Sachsens (s. diesen) für eine eruptive Formation; ferner war er mit Rücksicht auf die Grenz- und Lagerungsverhältnisse der Ansicht, dass auch »jener merkwürdige Zug von Gneissgranit, welcher hoch oben in Norwegen zwischen dem 68. und 70. Breitengrade die Inselkette der Lofoten nebst einem Theile des angrenzenden Festlandes bildet und von Vardöe bis Röst eine Längenausdehnung von fast 60 geogr. Meilen erreicht«, höchst wahrscheinlich als eruptive Bildung betrachtet werden müsse (Geognosie II. 1862. 170). Gneisse von eruptiver Entstehung wollte v. Cotta Gneissit nennen.

Mit solchen Anschauungen stehen auch die Berichte über »Gänge von Gneiss« im Zusammenhang. Angebliche Gänge von rothem Gneiss sollten sich in dem grauen des Erzgebirges finden; nach Jokély setze ein ausgezeichneter Gang von rothem Gneiss im Glimmerschiefer von Marschendorf im Riesengebirge auf. In den Bergen von Izeron sah Fournet »Gänge« von Gneiss im Gneiss, Jameson führte ebenfalls mächtige Gneissgänge im Gneiss der schottischen Hochlande an (Edinb. new phil. journ. LII. 1852. 350). Sog. Gneissgänge, 36—48 Fuss mächtig, beschrieb Al. v. Humboldt im Glimmerschiefer der Gegend von Antimano in Venezuela (Reise in d. Aequinoctialgeg. III. 51). — Ebenso wurde das Auftreten von schollenförmigen Gesteinspartieen abweichenden Charakters (s. o.) zu Gunsten der eruptiven Abkunft verwerthet. Naumann gewahrte so bei Reisäter unweit Ullensvang in Norwegen parallelepipedische und anders gestaltete Massen von Grünsteinschiefer in einem grobflaserigen Gneiss (Beitr. z. Kenntn. Norwegens I. 1824. 123). Bei Trippi in der Nähe von Messina sind nach Fr. Hoffmann Fragmente eines schwarzen Thonschiefers im Gneiss eingeschlossen. Jokély berichtet aus dem Isergebirge südl. von der Neisse über colossale Schollen von sog. Urthonschiefer und grauwackeartigem Gestein, die rings vom Gneiss umhüllt werden. In dem sog. Augengneiss des Schwarzwaldes liegen zufolge Graeff kleinere Fragmente und grössere Schollen von metamorpher Grauwacke (Z. geol. Ges. XLIV. 1892. 533).

Für sehr viele Fälle hat es sich herausgestellt oder ist es in hohem Grade wahrscheinlich, dass bei den vorstehenden Angaben entweder dem Begriff Gneiss eine abnorme Ausdehnung zu Theil geworden, indem es sich bei den sog. Gneissen um schieferig-flaserige Granitvarietäten handelte, oder dass die Lagerungsverhältnisse, welche anscheinend der eruptiven Natur des Gesteins das Wort redeten, eine andere Deutung erheischen, z. B. scheinbare Überlagerungen auf Überschiebungen im festen Zustand zurückgeführt werden müssen. Als zu dieser Abtheilung zu rechnende Gneisse scheint man in der That vorwiegend nur solche ins Auge gefasst zu haben, welche grobschuppig, kurz- und verworrenflaserig sind, nicht die ausgezeichnet schieferigen Vorkommnisse. Bezeichnend ist noch für die zuerst betonte Berichtigung, dass stets nur von Gängen gerade des Gneisses die Rede war, niemals von denen eines Glimmerschiefers oder Phyllits.

Doch ist auch gerade in neuerer Zeit die Ansicht, dass gewisse der zu den Gneissen gezählten Vorkommnisse Eruptivbildungen in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit seien, wieder nicht selten ausgesprochen worden, insbesondere viel-

leicht unter dem Eindruck der wachsenden Erfahrung, dass primäre streifige Bänderstructur oder eine andere Äusserung des planen Parallelismus für Eruptivgesteine keineswegs ausgeschlossen ist. Gelegentlich seiner Beschreibung der nordamerikanischen Anorthosite sagt so z. B. Frank D. Adams: »Obwohl man nicht behaupten darf, dass die streifige und unregelmässig gebänderte Structur, die sich so oft in den verschiedensten basischen Tiefengesteinen findet, niemals durch dynamische Wirkungen hervorgebracht werden könne, so lässt sich doch feststellen, dass sie manchmal von Bewegungen der Masse vor der Erstarrung herrührt« (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 1893. 452); vgl. auch z. B. Granit II. 25, Gabbro II. 751). So wird vielfach die Streifigkeit, das bandweise Abwechseln der Gemengtheile im sog. Gneiss von denjenigen Neueren, welche ihm den Charakter eines Eruptivgesteins zuschreiben, gedeutet als das Resultat von Strömungen und Bewegungen in der festwerdenden Masse.

Die gebänderten Gneisse und Hornblendeschiefer der Canalinsel Sark fassen Hill und Bonney in besonderer Weise auf als Erstarrungsgesteine, entstanden unter »fluxional movement« aus einer »imperfect mixture of two magmas of somewhat different chemical composition«. Dieses Gemenge möge vielleicht entstanden sein durch eine Quasi-Intrusion des mehr feldspathigen Magmas zwischen die aus dem anderen Magma entstandenen Hornblendepartieen; nachdem die letzteren mehr oder weniger verfestigt waren, »the more acid rock came in, brecciating it here, more or less melting it there, the two flowing on together and producing the banded structures« (Quart. journ. geol. soc. XLVIII. 1891. 136). Bonney will auch den gebänderten Gneissen des canadischen Laurentians und aus Grönland, Gneissen in Norwegen, den Alpen und des n.w. Schottlands ähnlichen Ursprung zuschreiben.

Auch für den vielbesprochenen präcambrischen fundamentalen Gneiss des n.w. Schottlands (Lewisian gneiss) in Sutherland und Rossshire, welcher von fast horizontalen, aber ebenfalls noch präcambrischen Conglomeraten, Sandsteinen und Schiefern (Torridonian) überlagert wird, macht Sir Archibald Geikie nach den bisherigen Untersuchungen (mit einer einzigen Ausnahme) gar kein sedimentäres Material verantwortlich. Die ziemlich groben, bisweilen nicht sonderlich schieferigen Gneisse bestehen hauptsächlich aus Plagioklas, Pyroxen, Hornblende und Magnetit, oft mit blauem opalisirendem Quarz, mitunter mit Biotit, vielfach mit reichlichem Titanit und sind im Allgemeinen ziemlich basischer Art. Die vorwaltenden Mineralien pflegen in abweichender Vertheilung verschiedene Bänder zu gestalten, die bald fast allein aus Pyroxen oder Hornblende mit wenig oder keinem Plagioklas, bald fast ganz aus letzterem mit nur spärlichen Bisilicaten und Quarz, bald aus Plagioklas und Quarz, bald fast blos aus Magnetit bestehen. Wenn auch Einwirkungen des Gebirgsdrucks ersichtlich sind, so kann doch »this separation of mineral-constituents hardly be attributed to mere mechanical deformation; it rather resembles the segregation-layers which may be studied in intrusive sills and other deep seated masses of eruptive material and which are obviously due to a process of separation that went on while the igneous magma was still in a liquid or viscous condition«. Die scheinbaren Schichtungsflächen haben nach ihm nichts mit sedimentärer Stratification zu thun. Geikie erwähnt auch eingelagerte, an den Rändern in den Gneiss übergehende lenticulare Zonen von »highly basic igneous rocks (gabbros, peridotites, palaeopicrites, pyroxene-granulites, diorites)«. Eigentliche eruptive Lagerungsverhältnisse scheinen allerdings diese Gneisse oder die einzelnen Glieder des Complexes gegenseitig nicht darzubieten. Am Loch Maree aber treten Thonschiefer, feine Glimmerschiefer, graphitische Schiefer und zuckerkörnige Kalke auf,

deren Beziehung zu dem Gneiss zwar nicht deutlich ist, welche indess an eine Serie metamorphosirter Sedimente erinnern und möglicherweise von dem Gneiss umgeben und eingeschlossen vorkommen, womit dann übereinstimmen würde, dass »the minerals enclosed in the marbles are just such as might be expected in the metamorphic aureole of a granite boss piercing limestone« (Quart. journ. geol. soc. 1888. 378; ebendas. 1891, Presidential address; Journal of geology, Chicago I. 1893. 1).

J. Lehmann hält gleichfalls einen Theil der Gneisse für noch in der ursprünglichen Beschaffenheit vorliegende Eruptivgesteine. Am Fürstenstein bei Goldkronach liegen in dem »Gneiss« (welcher weisse Orthoklaskörnchen mit opalartig trübe aussehenden Quarzknöllchen in einer aus Quarzlamellen und Sericitflasern bestehenden Masse reichlich eingestreut zeigt) dunkle, parallele und unregelmässige, oft sich seitlich ausflasernde Streifen von Thonschiefer, auch schwarmartig flache Putzen desselben. Hier bleibt nach ihm »keine andere Annahme übrig, als die, dass der Gneiss intrusiv mit Thonschiefer verbunden sei«. Die Gleichalterigkeit des Gneisses in grossen Massen, das Verschmelzen mit den Einschlüssen einerseits und das scharfe Abstossen gegen andere, z. Th. deutlich quer gebrochene, die Erfüllung von Spalten in den Einschlüssen durch Gneiss, sowie die auffällig parallele Lagerung fast sämmtlicher Thonschieferpartieen seien Beweise dafür. Gleichzeitig mit der erfolgenden Aufspaltung drang das granitische Magma nach, hineingepresst oder hineingesogen in die Sprünge und verflaserte sich innigst mit den aufgeblätterten Schiefern. Dadurch sowie durch Resorption grösserer Fragmente und unzähliger kleinerer Flitter des Schiefers werde es begreiflich, dass das Magma wesentlich verändert wurde und bei seiner Verfestigung jenen eigenthümlichen halb sericitischen, halb phyllitischen Habitus annahm (Entsteh. d. altkryst. Schiefergest. 1884. 112). Auch Cotta hat schon 1843 hier den Gneiss für eruptiv gehalten. — In einigen Phyllitgneissen des Fichtelgebirges zeigt nach Lehmann ein grosser Theil der Quarze, welche bisweilen verrundete Dihexaëder sind, bei näherer Betrachtung die ausgezeichnetsten sackförmigen Einbuchtungen, von der »Grundmasse« in mikrokrystalliner Ausbildung erfüllt, auch keulenförmig eindringende Canäle, ballenförmige Einschlüsse in der Mitte — »das getreueste Abbild all jener Erscheinungen, wie wir sie von den Quarzen der Porphyre kennen und welches ein Eruptivgestein andeutet« (Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1882. 40). — Lawson zeigte, dass ungeheure Gebiete von laurentischem sog. Gneiss n.w. vom Lake Superior intrusiver Natur und jünger sind als ihre Umgebung (Geol. of the Rainy Lake Region, Ann. rep. geol. survey, Canada, for 1887).

Ein neues Moment zur weiteren Unterstützung der eruptiven Herkunft von gewissen sog. Gneissen wurde darin erblickt, dass sie von Gesteinen begleitet gefunden werden, deren Beschaffenheit nach sonstigen Beobachtungen an Graniten darauf zu verweisen scheint, dass diesen angrenzenden Massen der Charakter von exogenen Contactproducten eigen ist (vgl. oben A. Geikie). Sodann wurden in seltenen Fällen Verhältnisse der Gesteinsausbildung beim Gneiss bemerkt, die mit den endogenen Contacterscheinungen der Massengesteine verglichen werden können.

In Forfarshire liegt zwischen den Flüssen North Esk und South Esk ein grosses Gebiet von flaserigem zweiglimmerigem sog. Gneiss, welches von G. Barrow als eruptiv betrachtet wird, weil es auch Gänge von theils gleichbleibender theils etwas pegmatitisch werdender Natur entsendet und von einem sehr interessanten Contacthof umgeben werde, bei welchem die innerste Zone durch Sillimanit, die mittlere durch Cyanit, die äusserste durch Staurolith charakterisirt ist. Die Flaserig-

keit des Gneisses wird auf primäre Erstarrungsvorgänge, nicht auf Gebirgsdruck zurückgeführt; »there is no evidence of crushing after consolidation« (Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 330).

Becke deutet gewisse Erscheinungen bei einem Gneiss als endogene und exogene Contactwirkungen und folgert daraus die ehemalige granitische Eruptivnatur desselben (Sitzgsber. Wiener Akad. CI. März 1892). Das Gneissgewölbe der Hochschaar-Kepernikgruppe in dem Hohen Gesenke (Altvatergebirge) besteht in den am tiefsten zugänglichen Partieen aus einem ziemlich grobflaserigen feldspathreichen Augengneiss; in einer feinkörnigen, hauptsächlich aus Plagioklas zusammengesetzten Masse liegen erbsengrosse bis haselnussgrosse verrundete Körner von Orthoklas, flache Linsen von Quarz und kurze Flasern von Biotit; um die Orthoklase Partieen von mikropegmatitischer Structur aus Plagioklaskörnern mit eingewachsenen Quarzstengeln; accessorisch Magnetit, Titanit, Apatit, Zirkon, Orthit. In den Randpartieen wird der Gneiss feinerkörnig, oft sehr glimmerarm, muscovitführend, oft fast porphyrähnlich durch Feldspathkörner. Die über dem grossen flachen Gneissgewölbe vorhandene Schieferhülle zeige nun in dem auf dem Gneiss aufliegenden Schenkel allenthalben eine typische Entwickelung von Staurolithglimmerschiefern (mit einem Gehalt an Granat, seltener an Andalusit), und zwar je näher an der Gneissgrenze, desto gröberkrystallinisch, je entfernter vom Gneiss, desto undeutlicher krystallinisch und schliesslich in thonschieferartige Phyllite verlaufend. Da dem vom Gneiss abgewandten Gegenflügel solche deutliche Staurolithglimmerschiefer »fast durchweg« fehlen, so schliesst Becke, dass die letzteren, wo sie auftreten, nicht einen stratigraphischen Horizont, sondern eine mit dem Gneisscontact zusammenhängende Ausbildungsweise der Schieferhülle darstellen, wodurch dann wiederum die Ansicht, dass das Gneissgewölbe selbst ein Intrusivgestein sei, eine wichtige Stütze erhalte. (Doch führt auch selbst in dieser Gegend der dunkle Phyllitzug vom Uhustein, ebenfalls der Phyllit vom Dreigraben bei Wiesenberg öfter braunrothe Granaten und kleine Staurolithkrystalle, ohne dass hier dieser Mineralgehalt als Contactwirkung gedeutet wird oder gedeutet werden kann. Ganz scheinen diese Mineralien auch nicht dem vom Gneiss abgewandten Gegenflügel zu fehlen, bis wohin ein Contactmetamorphismus wohl nicht mehr durchgedrungen ist.) Ferner zeige sich, dass die Grenze von Gneiss und Schiefer, die in den beschränkten Aufschlüssen concordant und der Schieferung parallel erscheint, in Wirklichkeit doch nicht eben concordant verläuft, dass der sog. Gneiss dem Schiefer gegenüber durchgreifende Lagerung besitzt. Über die speciellen Vorstellungen Becke's bezüglich der Entstehung s. S. 182.

Fr. Schafarzik berichtet in den krystallinischen Schiefern s.s.w. von Mehadia innerhalb einer Zone von granitischen Gneissen, Amphibolgneissen und Granuliten über ein Vorkommen von Kalksilicatfelsen (bestehend aus Granat, Epidot und Quarz), die sich auf Kosten von Kalkstein gebildet hätten; er vergleicht diese Gesteine mit Contactgebilden (Jahresber. k. ungar. geol. Anst. für 1890. 141). — Katzer redet (Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 419) von Wollastonit, der am Orlikberg bei Humpoletz in Böhmen »in der Contactzone eines dort dem eigenthümlichen Granitgneiss eingeschalteten Kalklagers« in ziemlich bedeutenden Lagen vorkommt.

So könnte die altbekannte Thatsache, dass mit dem Gneiss in Verbindung stehende Lager körnigen Kalks insbesondere an den Grenzen gegen den letzteren eine Menge von Mineralien (Granat, Vesuvian, Spinelle, Amphibole, Pyroxene, Skapolith, Epidot, Wollastonit u. s. w.) enthalten, wegen der Übereinstimmung derselben mit den als Contactproducte am eruptiven Granit vorkommenden, zu Gunsten der in Rede stehenden Auffassung sprechen, sofern sich überhaupt

erweisen oder wahrscheinlich machen lässt, dass das Auftreten des betreffenden Gneisses einer eruptiven Lagerung nicht zuwider ist.

Zum Schluss mag noch bemerkt werden, dass diejenigen bisher zu den Gneissen gerechneten Massen, welche sich in der That nur als flaserige oder schieferige Eruptivgesteine zu erkennen geben, dadurch aus der Reihe der eigentlichen krystallinischen Schiefer ausscheiden würden (S. 149). Wie man sieht, handelt es sich aber auch bei den neueren (wie bei den älteren) Untersuchungen dieser Art immer nur um schon überhaupt etwas granitähnliche Gneisse, um »Granitgneisse«, »schwach flaserige«, »körnig schuppige« Gneisse, nicht um den normalen Typus, wie er z. B. in dem Freiberger grauen Gneiss vorliegt, für welchen letzteren ein eruptiver Charakter schwerlich jemals geltend gemacht werden wird.

I. 3 a und b. Nur ein historisches Interesse besitzen die beiden, auch blos der Vollständigkeit halber anzuführenden Hypothesen, dass krystallinische Schiefer normale Sedimente klastischer Natur oder andererseits tuffähnliche Ablagerungen seien. Fr. v. Beroldingen erklärte zu Ende des vorigen Jahrhunderts den Gneiss für »regenerirten Granit«: granitischer Sand und Detritus sei zusammengeschwemmt worden und dabei habe der schichtende Einfluss die parallele Lagerung der Glimmerschuppen zwischen den Körnern von Feldspath und Quarz hervorgebracht. Auch J. D. Dana hat im Jahre 1843 einmal die Vermuthung von der klastischen, direct-sedimentären Natur des Gneisses ausgesprochen: Gneiss und Glimmerschiefer verhielten sich auf ähnliche Weise zu den Graniten, wie die vulkanischen Tuffe zu den Laven, wie die Basalttuffe zu den Basalten; vor und während der Graniteruptionen sei granitähnliches Material in asche- und lapilliähnlichem Zustand ausgeschleudert, unter Mitwirkung glühendheissen Wassers geschichtet und zu Gneiss und Glimmerschiefer cämentirt worden (Amer. journ. sc. XLV. 127; die letztere Ansicht geleitet eigentlich schon zu I. 3. d hinüber). A. Knop hielt es für möglich, dass Gneisse aus trachytischen oder granitischen Tuffen hervorgegangen seien (Naturw. Ver. Karlsruhe, 1871. 37; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1872. 506). Neuerdings werden noch die gneissigen Gesteine der Malvern Hills von Rutley als vulkanischer Ejectionsdetritus von Eruptivgesteinen aufgefasst (Q. journ. geol. soc. XLIII. 1887. 508) und Reyer hält u. a. den sächsischen Granulit für ein »tuffogenes Sediment« (Theoret. Geologie 1888. 350).

I. 3. c. Davon ausgehend, dass die krystallinischen Schiefer auf Grund ihrer Schichtung und Schieferung sowie ihres häufigen Gesteinswechsels wahrscheinlich sedimentären Ursprungs seien, hat man in ihnen directe krystallinische Ausscheidungen und Absätze aus einem Urmeer überhitzten Wassers sehen zu sollen geglaubt, welches daher sämmtliche in den Schiefern vorhandene Stoffe in chemischer Lösung enthalten haben musste und wobei namentlich die primitive Erstarrungskruste die Materialien zu dieser Lösung dargeboten habe. Dieser Erklärungsversuch ist von den meisten Geologen stets als sehr unwahrscheinlich erachtet worden. Nach demselben hätte man in den Gneissen ein

chemisches Praecipitat zu sehen, zu vergleichen dem Absatz von Steinsalz oder Gyps aus dem Wasser. Welcher überhitzt-wässerigen Einwirkung auf die Erstarrungskruste müsste es bedurft haben, um das Material für eine ca. 15 000 m mächtige archäische Schichtenreihe auf einmal in Lösung zu bringen? Sobald der erste Absatz erfolgte, war das zu lösende Material ja von dem lösenden Mittel abgeschnitten. Eine solche als überaus einfach gedachte Bildung von Feldspath, Glimmern, Quarz, Amphibolen, Granat u. s. w. aus einer gemeinschaftlichen Solution wird unter ähnlichen Verhältnissen sonst nicht in der Natur getroffen und ist experimentell nie gelungen: derartige Silicate entstehen nur, wo substanzbeladene Gewässer gegenseitig auf oinander, oder auf feste Körper reagiren, was beides im vorliegenden Falle ausgeschlossen ist. Überdies sind verbreitete Mineralien der krystallinischen Schiefer, z. B. Epidot, Chlorit, Sillimanit überhaupt noch nicht direct aus Lösungen dargestellt worden. Namentlich aber bleibt bei dieser Auffassung die Structur der betreffenden Gesteinsmassen ganz unerklärlich; »jeder Blick in das Gewebe der Gemengtheile dieser Gesteine überzeugt davon, dass hier keine Sequenz nach Löslichkeitsgraden oder anderen chemischen Beziehungen stattfindet; man braucht kein Mikroskop, um zu erkennen, dass dieser millionenfache Wechsel von Glimmer- und Quarzfeldspathlagen nicht durch Krystallisation aus Lösungen gedeutet werden kann« (Rosenbusch, N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 84). M. Neumayr hebt noch hervor, dass die Wechsellagerung von Gneiss, Glimmorschiefer, Phyllit mit Kalklagern für diose Theorie unmittelbarer Auskrystallisirung unverständlich bliebe, indem, um die stoffliche Änderung eines aus Lösung auskrystallisirenden Sediments hervorzubringen, eine Änderung der Zusammensetzung des ganzen Erdoceans nothwendig wäre: sein Wasser müsste aufhören, mit Silicaten übersättigt zu sein, statt dessen müsste ein Überschuss von Kalkcarbonat eintreten, derselbe Vorgang aber in umgekehrter Ordnung sich wiederholen, wenn über dem Kalk Schiefer folgen; eine dritte radicale Änderung müsste die Rückkehr der kalkigen Sedimente begleiten u. s. w. (Erdgeschichte I. 625).

Weiterhin könnte sich diese ganze Theorie überhaupt nur auf die archäischen krystallinischen Schiefer beziehen, nicht auf jene petrographisch identischen, welche normale fossilführende klastische Sedimente in höheren Niveaus überlagern; denn hier ist das Wiedererscheinen eines überhitzten, gelöste Silicate enthaltenden Meerwassers einfach ausgeschlossen. Vollends passt sie aus leicht einzusehenden Gründen nicht für die krystallinischen Schiefer, welche selbst mit den Resten von Lebewesen versehen sind.

I. 3. d. Eine fernere Möglichkeit, die krystallinischen Schiefer als Sedimentabsätze aufzufassen und ihnen doch noch den Charakter der Ursprünglichkeit mehr oder weniger zu wahren, wnrde darin erblickt, dass ihr Material zwar nicht (wie bei I. 3. c) ein chemischer Niederschlag, sondern ein mechanischer Absatz von Schlamm oder gallertartiger Substanz sei, welcher aber noch vor seiner Festwerdung unmittelbar der umwandelnden Einwirkung desjenigen überhitzten Meerwassers, in welchem die Sedimentirung stattfand, unterlag, so dass

daher die krystallinische Ausbildung mit der eigentlichen Gesteinswerdung verknüpft gewesen und nicht das Resultat einer an der längst verfestigten Masse eingetretenen Metamorphose sei. Dieser supponirte Vorgang, also die Erwerbung der krystallinischen Structur während der Ablagerung in Folge von Einwirkung überhitzten oder heissen Wassers auf mechanische Sedimente, ist von Gümbel als Diagenese bezeichnet worden (vgl. Ostbayer. Grenzgebirge 1868. 833. 166; Herm. Credner, N. Jahrb. f. Min. 1870. 982; Kalkowsky, Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 747). — Bei der Annahme solcher Diagenese scheint vor allem die regelmässige Mengung sowie die Parallelstructur der krystallinischen Schiefer ganz unerklärt zu bleiben, indem der gedachte Act an und für sich eigentlich gar keine Veranlassung zur Herausbildung dieser beiden Erscheinungen bietet. Wie Roth (Geologie III. 20) hervorhebt, wäre es bei dem ganzen, überhaupt nicht recht verständlichen Process sehr auffallend, dass der klastische Brei so genau in Krystalle aufgegangen sei, dass nichts von ihm selbst u. d. M. mehr hervortritt. Für jüngere krystallinische Schiefer würde eine Diagenese in solchem Sinne keine Anwendung besitzen können, und Gümbel hat hier an die Einwirkung von Mineralquellen auf frische, noch schlammige Absätze gedacht.

II. Im Gegensatz zu allen, im Vorhergehenden charakterisirten Theorieen stehen diejenigen, welche die krystallinischen Schiefer überhaupt nicht als ursprüngliche Bildungen, sondern als Umwandlungsproducte metamorphischer Art auffassen. Diese Vorstellungen gehen unter sich aber wieder sehr weit auseinander, indem einerseits ganz verschiedene Vorgänge zur Bewirkung der Umwandlung in Anspruch genommen, andererseits als gegebenes Substrat bald alte Sedimente klastischen Ursprungs, bald alte Eruptivmassen vorausgesetzt wurden. Dass ein Theil dieser Auffassungen sich schon früh Bahn brach, ist angesichts der auf S. 143 hervorgehobenen eigenthümlichen Zwischenstellung der krystallinischen Schiefer zwischen zwei ganz abweichenden und gegensätzlichen Gesteinsabtheilungen leicht erklärlich.

II. 1. Der entschieden vorhandene Übergang aus klastischem, selbst versteinerungsführendem Thonschiefer und Grauwackenschiefer in krystallinischen Phyllit, Glimmerschiefer und Gneiss, der die Vermuthung nahe legt, dass diesen eng mit einander zusammenhängenden Gesteinen auch eine und dieselbe ursprüngliche Bildungsweise zukomme, dass die nunmehr krystallinisch erscheinenden Schiefer vormals klastische Massen gewesen seien; die Auffindung von organischen Überresten in gewissen hochgelegenen krystallinischen Schiefern selbst, von kohligen Substanzen in ihnen, die wahrscheinlich auf organische Abkunft deuten; die Einlagerungen endlich von Kalksteinen, Dolomiten, Quarziten, Graphiten, die inmitten der krystallinischen Schiefer vorkommen und sich oft unmöglich von Gesteinen gleicher Art unterscheiden lassen, welche mit fossilführenden, z. B. silurischen und devonischen Schichten abwechseln: dies sind die Hauptpunkte, welche schon sehr früh auf die Vermuthung geleiteten, dass die krystallinischen Schiefer ihren jetzigen Charakter erst durch Umwandlung eines ur-

sprünglich sedimentären Materials erlangt haben. Dieser Vorgang, welcher nicht auf der localen Berührung mit einem Eruptivgestein (Contactmetamorphismus) beruht, sondern grosse Territorien in durchgehender Verbreitung erfasst hat, fällt unter den Begriff des allgemeinen oder Regionalmetamorphismus.

Bereits im Jahre 1808 hatte Brochant in den Alpen der Tarentaise die deutlichsten Übergänge geschichteter Sedimentärmassen in krystallinische Gesteine nachgewiesen, welche man damals als Urgebirge bezeichnete (Observations géologiques sur les terrains de transition qui se rencontrent dans la Tarentaise et autres parties de la chaîne des Alpes, Journal des mines XXIII. 1808); er gelangte zu dem Schluss, dass die Glimmerschiefer, Talk- und Hornblendeschiefer, dass die körnigen, glimmer- und talkhaltigen Kalke in diesen Gegenden der Alpen einst wirklich geschichtete, zur Übergangsformation gehörende Gesteine gewesen seien. 1819 wies er sogar in den krystallinischen Schiefern Versteinerungen nach (Découverte des fossiles organiques dans les roches cristallines, Annales des mines (1) IV). B. Studer wurde auch schon i. J. 1826 durch seine und Peter Merian's Beobachtungen in den glarner Alpen zu der Ansicht geführt, dass dort Schiefer mesozoischer Formationen zu Gneiss und Glimmerschiefer umgewandelt wurden, wenngleich er noch keine ihn befriedigende Erklärung dafür finden konnte (Taschenb. f. d. ges. Mineralogie 1827. I. 4; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1840. 352 und 1844. 185).

II. 1. a. Im Jahre 1822 formulirte Ami Boué die Theorie, dass die Herausbildung von krystallinischem Gneiss und Glimmerschiefer aus klastischen sedimentären Schiefern durch einen von unten herauf allgemein wirkenden Process erfolgt und zwar durch die Gluthwärme des Erdinneren, sowie durch die aus dem Erdkern entweichenden Gase vermittelt worden sei. Dadurch sei unter mehr oder weniger starkem Druck eine Art von Schmelzung eingeleitet worden, in welcher die chemischen Affinitäten sich innerhalb gewisser Grenzen geltend machen konnten, wobei indessen das ursprüngliche schieferige Gefüge nicht wesentlich verändert wurde; bei der Abkühlung bildeten sich dann krystallinische Mineralaggregate aus. Durch das Spiel chemischer Wechselwirkungen und die Mithülfe von Gasemanationen vermöge man auch den Ursprung der in den normalen krystallinischen Schiefern lager- und nesterweise eingeschalteten fremdartigen Gesteine zu erklären (Ann. des sciences natur. 1824. 417). Auch hob Boué schon hervor, dass in der Nachbarschaft von Graniten Producte einer contactlichen Umwandlung von Sedimentärgesteinen weit verbreitet sind, die mit krystallinischen Schiefern grosse Ähnlichkeit haben.

Diese Theorie hat sich, zumal in früheren Zeiten, zahlreiche Anhänger erworben. Da die Wirkung der Erdwärme centrifugal vor sich geht und mit der Entfernung vom Wärmeherd an Intensität verliert, so würde sich erklären, dass die ältesten untersten Partieen, die Gneisse, am meisten umgewandelt sind, weniger die Glimmerschiefer, am wenigsten die Phyllite, die allmählich in fossilführende Schiefer übergehen. — Besonders trug Lyell zur Verbreitung dieser Ansichten bei; im Jahre 1825 bezeichnete er unter der hier zuerst gebrauchten Benennung Metamorphismus gerade speciell diejenigen Veränderungen, welche die ältesten geschichteten Sedimentärgesteine so durch die von unten nach oben erfolgende Einwirkung der inneren Erdwärme erlitten haben. Die metamorphischen Gesteine bilden einen Theil

seiner hypogenen, worunter er alle diejenigen verstand, deren Bildung in der Tiefe der Erde vor sich geht. Auch Élie de Beaumont gehörte zu denjenigen, welche schon früh die Lehre vom Metamorphismus in diesem Sinne eifrig verfolgten; so verglich er den Übergang der Sedimentärschichten in die krystallinisch-schieferigen Gesteine »mit dem physikalischen Bau eines halbverkohlten Feuerbrands, an dem man die Structur der Holzfasern über diejenigen Stellen hinaus zu erkennen vermag, welche noch vollständig die Natur des Holzes zeigen« (Ann. des sc. naturelles XV. 362). Er versuchte ferner zu zeigen, dass Kalksteine und andere Gesteine umkrystallisiren konnten, ohne dass eine Schmelzung einzutreten brauche, wie es bei einer Eisenstange geschieht, welche lange Zeit, ohne dass sie erweicht, erhitzt wird (Ann. des mines (3) V. 61); vgl. auch Drée, Journ. des mines Nr. 139.

Die Theorie des Metamorphismus der geschichteten Sedimentärmassen durch eine langsam wirkende innere Erhitzung hat man später noch durch den Nachweis zu begründen versucht, dass unter gewissen Bedingungen die höhere Temperatur des Erdinneren nothwendigerweise heraufrücken musste. Babbage hat gezeigt, dass den von G. Bischof so genannten chthonisothermen Flächen (den durch alle ein und dieselbe Temperatur besitzenden Tiefenstufen einer Gegend gelegten Flächen) je nach der wechselnden Beschaffenheit der Erdoberfläche eine verschiedene Lage zukommen müsse: lagern sich in Landseen oder Meeren Sedimentschichten ab und werden diese Bassins dadurch ausgefüllt, so muss zweifellos ein Heraufrücken der isothermen Flächen in ein höheres Niveau erfolgen (Quart. journ. geol. soc. III. 207, die Wiederholung seiner bereits 1834 veröffentlichten Betrachtungen). Überlagerung durch mächtige Schichtensysteme bewirkt daher nothwendig eine Temperaturerhöhung innerhalb der bedeckten Gebirgsmassen. John Herschel (vgl. Lond. and Edinb. philos. magaz. 1837. XI. 212 und 1838. XII. 576; daraus im N. Jahrb. f. Min. 1838. 98 und 1839. 347), Lyell und Virlet (Bull. soc. géol. VIII. 306) haben diese Thatsachen weiter verfolgt und zur Unterstützung der Theorie vom Metamorphismus durch heraufwirkende Erhitzung verwandt. Durch Überlagerung von Seiten eines 3300 m mächtigen Schichtencomplexes würde die Temperatur ursprünglich oberflächlicher Gebilde um 100° C. gesteigert werden. Auch Naumann erklärte sich (Geogn. I. 721) dafür, dass wenn irgend eine Idee sich dazu eigne, die Ansicht zu unterstützen, dass die kryptogenen Gesteine nur als metamorphische Sedimentschichten zu betrachten sind, dies namentlich diejenige von der durch immer höhere Bedeckung gesteigerten Temperatur sei; er verhehlt sich indessen nicht, dass in vielen Territorien krystallinischer Schiefer eine derartige mächtige Bedeckung, wie sie diese Theorie voraussetzt, gar nicht vorhanden und ebensowenig nachzuweisen sei, dass sie etwa ehemals stattgefunden habe. v. Cotta hob dazu (Gesteinslehre 1862. 312) hervor, dass eine sehr starke Bedeckung durch neuere Ablagerungen immer nur in Folge einer vorhergehenden Bodensenkung eintreten konnte; wo man daher die krystallinischen Schiefer an der Erdoberfläche beobachte, müssten sie allemal erst wieder gehoben und ihrer Bedeckung theilweise beraubt worden sein. Die ältesten Silurbildungen Russlands seien deshalb nicht krystallinisch umgewandelt, sondern befinden sich noch im Zustand von plasti-

schem Thon und mürbem Sandstein, weil sie nie stark bedeckt waren. Bei sehr starker Bedeckung könne die Temperatur in den untersten Ablagerungen sogar eine solche Höhe erreicht haben, dass dadurch einige oder alle Gesteinsglieder erweicht, selbst theilweise geschmolzen wurden (z. B. Kalkstein zu körnigem Kalk), ja es könnten dadurch wohl selbst Silicatgesteine erweicht und theilweise zu gewissem Grade im plastischen Zustand auf Spalten eruptiv geworden sein.

Von Lepsius ist die alte halbvergessene Theorie wieder für die krystallinischen Schiefer von Attika in Betracht gezogen worden; nur denkt er sich die Erwärmung der Sedimente (für deren Umkrystallisirung übrigens auch noch andere Factoren in Anspruch genommen werden) nicht sowohl durch Bedeckung, als vielmehr durch ein Einsinken derselben in grössere Erdtiefen hervorgebracht, wodurch dann ähnliche Wirkungen zur Geltung gekommen wären (Geol. v. Attika, Berlin 1893. 186).

Die chemische Zusammensetzung der krystallinischen Schiefer widerstreitet zwar bisweilen nicht dieser Theorie, nach welcher weder eine Zufuhr neuer, noch eine Beseitigung vorhandener Stoffe füglich angenommen werden kann, denn die sedimentären Schiefer bieten manchmal selbst die Stoffe dar, aus welchen sich die betreffenden krystallinischen Mineralaggregationen herauszubilden vermochten. Aber andere Schwierigkeiten stellen sich der Metamorphose der Sedimentschiefer zu krystallinischen durch eine innerliche Erhitzung, sowie auch dem Versuch entgegen, diese erforderliche hohe Temperatur durch Überlagerung von anderen Gesteinsmassen herzuleiten. Die Art und Weise, wie aus feinklastischen Gesteinen deutlich krystallinische Massen blos unter den vorausgesetzten Umständen hervorgehen sollen, lässt sich nur schwer begreifen: die Erhitzung soll nicht so stark sein, dass eine Schmelzung eintritt, denn dadurch würde die schieferige Structur verloren gegangen sein, andererseits aber soll dennoch eine Umkrystallisation, also eine theilweise Sonderung und eine neue, von der ursprünglichen abweichende Zusammengruppirung der jedenfalls stets starr gebliebenen Mineralsubstanzen erfolgt sein. — Eine Durchdringung der tiefliegenden Schichten mit heissem Wasser wurde zwar schon von den Begründern der Theorie angenommen, aber doch nur als ein untergeordneter Factor erachtet. Später gewann sowohl die Wasserdurchtränkung als auch die Erhöhung des Drucks grössere Bedeutung. In Anbetracht der geringen Wärmeleitungsfähigkeit des trockenen Gesteins zweifelte man daran, dass die Hitze allein das umkrystallisirende Agens gewesen sei und fand, gerade auch als Vehikel für die Wärme, die Beihülfe von Feuchtigkeit nöthig, für welche aber, z. B. nach der Ansicht von J. D. Dana, die gewöhnliche Gebirgsfeuchtigkeit genüge.

Beiläufig mag hier angeführt werden, dass es David Forbes nach seiner allerdings etwas unbestimmten Angabe gelungen ist, durch Erhitzung und Druck allein »a conversion of ordinary clay slates, some of them slightly chloritic and micaceous, into a rock much resembling some natural schistose or gneissic rocks« zu erzielen. »These were produced by keeping the rocks exposed to a heat below their softening point for several months, whilst they were protected from oxydation and subjected to a pressure varying from about 77 lbs to 15 lbs per square inch. If fusion

or softening takes place, all structure is not only at once obliterated, but new reactions are called into play resulting in the production of quite different chemical compound in the fused product. The parallel structure was found to become developed at right angles to the pressure or in other words in the lines of least resistance in the rock« (Journ. of the chemical soc., Juni 1868).

Nach der in Rede stehenden Ansicht würden nicht nur ganz excessiv grosse Hebungen und Senkungen, sondern auch die ungeheuersten Denudationen da vorauszusetzen sein, wo nunmehr die krystallinischen Schiefer die Erdoberfläche bilden, Denudationen, welche in solchem Maassstab stellenweise ganz überaus unwahrscheinlich sind. Bereits in uralten Sedimentärschichten finden wir Fragmente von krystallinischen Schiefern als klastische Elemente, ein Beweis, dass also zu jener frühen Zeit die Ausbildung eines Theils derselben, somit jenes grossartige Spiel geologischer Processe bereits erfolgt sein müsste. — Nach Murchison enthalten die cambrischen Conglomerate der schottischen Nordwestküste, welche discordant von den tiefsten silurischen Schichten bedeckt werden, Fragmente des unter ihnen liegenden Gneisses, zum Zeugniss, dass derselbe schon vor dem Beginn der cambrischen Periode seine jetzige petrographische Ausbildung besass (Quart. journ. geol. soc. XV. 1859. 361; Siluria, 2. Aufl. 197). — Auch kennt man Beispiele, wo unter den obwaltenden Bedingungen die theoretisch vorauszusetzende Wirkung ausblieb. Die Kohlenformationen von Südwales und Nova Scotia (Sandsteine, Schieferthone, Thone und Kohlenflötze) haben allerdings nachgewiesener Maassen einstmals unter Gesteinsbedeckung eine Depression von 14—17000 Fuss unter dem Meeresspiegel erlitten, aber dennoch, trotzdem sie lange Zeit hindurch so einer Temperatur von wenigstens 100° Cels. ausgesetzt waren, keine andere wesentliche petrographische Veränderung erfahren, als eine theilweise Umwandlung ihrer Kohlenflötze in Anthracit (A. Geikie, Textbook of geology 1893. 297).

Auf diejenigen jüngeren Gneiss- und Glimmerschieferbildungen, welche auf sedimentären Schichten aufruhen, die selbst ihrerseits keine Umwandlung erlitten haben, hat natürlich diese Theorie niemals gepasst, indem es hier unmöglich wird, anzunehmen, dass eine aus der Tiefe erfolgende Erhitzung wirksam gewesen sei, welche die unten liegenden Schichten vollständig verschont und lediglich die darüber befindlichen betroffen habe; andererseits schliessen auch die Vorkommnisse jede Annahme einer etwaigen Überkippung der Schichten aus.

II. 1. b. Im Gegensatz zu den vorstehenden Anschauungen, nach denen hohe Temperatur (verbunden mit Druck) in erster Linie als wesentliche Bedingung für die Entstehung krystallinischer Schiefer aus Sedimenten gelten sollte, haben andere Geologen die Ursache dieses Vorgangs lediglich in der Wirkung des in den Gesteinen circulirenden Wassers bei gewöhnlicher Temperatur und ohne hohen Druck erblickt (hydrochemischer oder neptunischer Regionalmetamorphismus).

Keilhau behauptete bereits 1844: »es ist so gut wie ein Erfahrungssatz, dass der Gneiss und die krystallinischen Schiefer überhaupt nichts anderes als umge-

wandelte Sedimentärgesteine und zwar bei gewöhnlicher Temperatur umgewandelt sind, wenn auch übrigens nicht nachgewiesen werden kann, wie solches geschah« (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1846. 844; Auszug aus Nyt Magaz. f. naturvidenskab. 1844. IV. 267).

Insbesondere hat früher Gustav Bischof, ein entschiedener Gegner der plutonischen Metamorphose durch Hitze, die in Rede stehende Theorie ausgebaut und verfochten, welche in der That den Vorzug besitzt, auf dem Boden wissenschaftlicher Erfahrung zu beruhen. Langandauernde Durchwässerung unter gewöhnlichen Umständen sei einerseits die Ursache des grossartigen Umkrystallisirungsprocesses, andererseits die der stattgehabten substanziellen Veränderung, welche ohne Zufuhr und Abfuhr von Stoffen oft, z. B. da nicht gedacht werden könne, wo ein Thonschiefer sich in Gneiss umwandeln solle. Die hydrochemische Gesteinsmetamorphose, deren Anerkennung durch das fruchtbringende Studium der Pseudomorphosen wesentlich gefördert wurde, besteht, unter gänzlicher Ausschliessung eines wie immer gearteten Drucks, in der Zuführung von Mineralsolutionen aus oberflächlichen Niveaus in tiefere, sodann in der Vollziehung gesetzmässiger gegenseitiger Verbindungen und Zersetzungen zwischen jenen Lösungen und dem durchwässerten Gesteinsmaterial (I. S. 576), sowie endlich in der damit verknüpften langsamen und deshalb krystallinischen Neubildung von Mineralien, so dass also chemische Zusammensetzung, Mineralbestand und Structur des ursprünglichen Gesteins einer völligen Umgestaltung unterliegen. »Es reducirt sich der Umwandlungsprocess eines sedimentären Gesteins, wie des Thonschiefers in ein krystallinisches darauf, dass sich die in jenem schon pêle-mêle existirenden und nicht erst zu bildenden Silicate regelmässig nach Verbindungs- und Krystallisationsgesetzen gruppiren und selbständige zusammengesetzte Silicate bilden und dass hierbei zwischen den Silicaten im Gestein und in den durch dasselbe circulirenden Gewässern gegenseitige Zersetzungen erfolgen, wodurch vorhandene Basen fortgeführt und andere an ihre Stelle gesetzt werden« (G. Bischof). Es ist nicht schwer, aus der bekannten Zusammensetzung zweier in einander umgewandelter Gesteine den Gang solcher Auswechselungen zu berechnen. Die chemische Möglichkeit aller dieser Vorgänge muss unbedingt zugegeben werden, und es kommen die hauptsächlichsten Gemengtheile der krystallinischen Schiefer anderswo in der Natur unter Verhältnissen vor, die es höchst wahrscheinlich machen, dass sie dort in gewöhnlicher Temperatur und ohne besonderen Druck durch Wirkung von Solutionen auf feste oder gelöste Substanzen krystallisirt sind.

Was im Allgemeinen die Gesteine betrifft, denen eine krystallinische Metamorphose in Gneiss zugeschrieben wird, so ist dies namentlich Thonschiefer und Grauwackenschiefer; aus Thonschiefer geht auch Thonglimmerschiefer und Glimmerschiefer hervor; aus einem stark glimmerhaltigen Sandstein kann ein quarzreicher Glimmerschiefer oder quarzreicher Gneiss sich entwickeln, letzterer allerdings nur auf Grund beträchtlicher Zufuhr. Auf dem Gebiete dieses hydrochemischen Metamorphismus ist es dann auch nur ein consequenter Schluss, dass je nach der Natur der circulirenden Lösungen »aus einem und demselben sedimentären Kalkstein durch innere Umbildungen hier ein Pyroxengestein oder ein

Amphibolgestein, dort ein Granatgestein oder Epidotgestein, dort wieder ein Quarzgestein oder ein Feldspathgestein sich entwickelt hat« (Volger in Neue Denkschr. f. d. allgem. schweiz. Ges. f. ges. Naturw. XIV. 1855). B. Studer hat gleichfalls schon so in den Gneissen, Glimmerschiefern und Talkschiefern der cottischen Alpen fortgeschrittene Metamorphosen von Kalksteinen und Schiefern gesehen (Geol. d. Schweiz I. 62. 218. 380).

G. Bischof hat in der ersten Auflage seines Lehrbuchs (II. 1441 ff.) sehr eingehende Betrachtungen über die bei der Umwandlung von klastischem Thonschiefer in Glimmerschiefer erfolgenden chemischen Processe angestellt. Offenbar ist es, dass wenn die klastischen Feldspathelemente sedimentärer Thonschiefer in Glimmer sich verwandeln sollen, dies nur unter gleichzeitiger Ausscheidung von Kieselsäure vor sich gehen kann. Der Quarzgehalt der Thonschiefer wird daher bei einer solchen Umwandlung in Glimmerschiefer, wenn keine Wegführung von Kieselsäure stattfindet, relativ vermehrt werden und diejenigen Thonschiefer, welche bereits viel Quarz enthalten, werden sehr quarzreiche Glimmerschiefer liefern. Über die Umwandlung von Feldspath in Quarz und Glimmer vgl. auch Sorby, Report of the british association 1857. 92.

Hervorragende Geologen haben sich in grosser Zahl diese Anschauungen zu eigen gemacht und auch die spätere mikroskopische Untersuchung hat eine Fülle von Erweisen für die im festen Gestein vor sich gehenden Umbildungen, Umkrystallisationen, Weiterwachsungen und Vergrösserungen vorhandener Mineralpartikel erbracht, wobei alle diese Processe nur als auf nassem Wege erfolgt betrachtet werden können und vermuthlich keiner aussergewöhnlichen Bedingungen bedurften. Sofern die krystallinischen Schiefer in ihrer jetzigen Beschaffenheit Umwandlungsproducte von klastischen Sedimenten sein sollten, lag die Frage nahe, ob sich nicht in dem Gesteinsbestand ein Gegensatz anerkennen lässt zwischen Partikeln von Quarz, Feldspath (Glimmer), welche annoch als altes klastisches allothigenes Material zu gelten haben, und andererseits Theilen dieser oder anderer Mineralien, in welchen eine jüngere, secundäre und authigene Bildung vorliegt, indem sie eben das Product einer Um- und Neukrystallisation darstellen. Man konnte erwarten, dass beide Generationen sich etwa unterscheiden würden durch angegriffene oder frische Beschaffenheit, durch abweichende flüssige oder feste Einschlüsse, durch gegenseitige Umrindungen, die klastischen Partikel durch ihre Contouren, die beiderlei Feldspathe durch Fehlen, Dasein oder Art der Zwillingsbildung u. dgl. Nach solchen Gegensätzen mag manche Umschau gehalten worden sein, doch liegen verlässliche Berichte über ihre wirkliche Auffindung nur in ganz geringem Maasse vor und es ist auch kein Zweifel, dass gerade unsere typischen Gneisse und Glimmerschiefer, z. B. des Erzgebirges, derlei in die Augen springende Contraste nicht aufweisen. Von specielleren neueren Untersuchungen auf diesem Gebiet seien hier beispielsweise angeführt:

Van Hise versuchte (Am. journ. sc. XXXI. 1886. 453) zu zeigen, dass die Mica schists und Black mica slates der Penokee-Gogebic Series in Wisconsin und Michigan so aus Grauwacken hervorgegangen seien. Bruchstücke von Quarz, Feldspath und Hornblende können sich nach ihrer Zusammenhäufung zu klastischen Massen fortgesetzt durch Stoffansatz krystallinisch vergrössern. Ausserdem handle

es sich namentlich um eine Umwandlung der Feldspathe in Muscovit und Biotit auf metasomatischem Wege unter Abscheidung von Quarz, welcher dann an vorhandene Quarzfragmente anwächst. Für das zur Biotitbildung nothwendige Eisen wird der Pyrit, Markasit und Ferrit der Grauwacke in Anspruch genommen, die Magnesia muss dabei von durchsickerndem Wasser geliefert werden; auch wird eine Umwandlung der Feldspathbruchstücke in Chlorit anerkannt, und so können nach ihm typische Glimmerschiefer hervorgehen. Übergangsgesteine werden beschrieben, in denen ersichtlich sei, wie Biotit und Muscovit ganz allmählich den Feldspath verdrängen, der auch durch Quarz ganz oder theilweise — unter Erhaltung von Feldspathkernen — ersetzt werde. Dass dabei die klastischen Umrisse der ehemaligen Grauwackebestandtheile völlig verschwinden, ist ganz natürlich. — J. D. Irvings glaubte verfolgen zu können, dass, indem aus Sandsteinen durch SiO_2-Infiltrationen Quarzite hervorgehen, gleichzeitig aus gewissen kaolinartigen Substanzen derselben eine Neubildung von Glimmer erfolgt und so Glimmerschiefer entstehen. — Nach E. Hitchcock lässt sich namentlich in der Umgegend von Newport (Rhode-Island) und Plymouth (Vermont) eine Umwandlung gewisser Conglomerate in Talkschiefer, Glimmerschiefer und Gneiss beobachten. Die Gerölle sollen einen Theil ihrer Silicate ausgeschieden haben, selbst zu Quarz geworden sein, wobei sie einen gewissen Grad von Plasticität erlangt, sich flach gedrückt und in die Länge gezogen hätten, so dass sie nunmehr als Quarzlamellen erscheinen. Durch jene Silicatlösungen sei gleichzeitig das Cäment der Conglomerate in Glimmer, Talk und Feldspath umgewandelt worden (Amer. journ. of sc. (2) XXXI. 1861. 372).

Für die sog. Kesariani-Glimmerschiefer Attikas hebt Lepsius die in Rede stehenden Gegensätze hervor (Geol. von Attika, Berlin 1893. 106). Doch hat es mit diesen Schiefern eine eigenthümliche Bewandtniss: sie werden von ihm »ohne einen directen Beweis dafür anführen zu können« und aus wohl nicht zwingenden Gründen für azoisch (archäisch), von den anderen namentlich den österreichischen Geologen für umgewandelte Kreideglieder gehalten, und übrigens kommen auch zwischen ihnen ziemlich mächtige Bänke von Schiefer vor, welche sich wenig von gewöhnlichem sedimentärem Thonschiefer unterscheiden, ja im laurischen Berglande werden diese Glimmerschiefer überhaupt durch gewöhnliche Thonschiefer vertreten, die daher auch noch zur azoischen Gruppe zu rechnen wären. Die Kesariani-Glimmerschiefer gewähren in der That immerhin (auch makroskopisch) ein exceptionelles Bild, eben schon durch das Dasein von einem der Beschreibung nach klastischen Material. Das im Folgenden Angeführte kann daher keineswegs ohne weiteres auch für normale Glimmerschiefer gelten. Es versteht sich ferner von selbst, dass die als activ geschilderten Vorgänge nicht wirklich als solche beobachtet, sondern nur aus dem Anblick der mikroskopischen Präparate abstrahirt sind.

Der Quarz dieser Glimmerschiefer bildet in der Regel das überwiegende kleinkörnige Quarzmosaik, aber es erscheinen neben den kleinen Quarzkörnchen auch immer grössere Quarzaugen und ein Zwischenstadium zwischen beiden: skelettartige grosse Quarze, in denen viele Körnchen bereits gleichartig orientirt und verschmolzen, andere »erst im Begriff sind, sich umzulagern« (gerade wie bei den Feldspathen). Solche Krystallskelette umfassen mit ihren einheitlich polarisirenden Theilen netzförmig viele kleine Maschen von anders orientirten Körnchen. Oft sind mehrere Körner von zufällig gleicher Orientirung bereits an einigen Stellen verbunden und zusammengewachsen, im übrigen noch getrennt. Die kleinen Quarzkörnchen der Hauptmasse zeigen demnach das Bestreben, durch gegenseitige Anziehung und Umlagerung ihrer Moleküle zu gleichartiger Orientirung sich zu grösseren Individuen auszuwachsen. — In ganz ähnlicher Weise und als Ergebniss derselben Tendenz sehe man oft kleine Glimmerblättchen nahe bei einander liegend von annähernd

gleicher Orientirung; »wahrscheinlich sind dieselben in molekularer Umlagerung begriffen, um zu einem grösseren Krystall zu verschmelzen«. — Beim Feldspath lassen sich leichter als beim Quarz zwei Generationen unterscheiden: 1) primäre klastische Feldspathe, grössere mikroskopische, auch schon makroskopische Feldspathaugen, zuweilen noch von prismatischer Gestalt, aber mit abgebrochenen Rändern und Ecken, mit Einbuchtungen und Spalten, in welche die feine Schiefermasse eingedrungen ist. Manchmal sind diese Feldspathe in Stücke zertheilt, auch ausgespitzt an zwei entgegengesetzten Enden in der Richtung der Gesteinsflaserung, parallel den Glimmersträhnen; die Enden bestehen dann aus kleinen Stückchen, abgetrennt und abgequetscht vom grösseren Auge, meist verbunden durch jüngere authigene Feldspathsubstanz. Häufig sind die alten klastischen Kernstücke der Feldspathaugen trüb wolkig oder voll von Kohlenstaub und umgeben von einer schmalen oder breiteren wasserhell durchsichtigen Randzone, welche auch meist eine etwas schwächere, oft ungleichmässige Lichtbrechung besitzt und wohl nur als neuangewachsene authigene Feldspathsubstanz betrachtet werden kann (Lepsius führt für dieselbe die neue Bezeichnung »neophytisch« ein). In diesen Höfen »schwimmen manchmal Körnchen, die bereits dieselbe optische Orientirung wie die älteren Kernstücke zeigen«; besitzen die Feldspathaugen Mikroklingitterstructur, so sieht man in der wasserhellen Randzone an vielen Stellen unter gekreuzten Nicols dieselbe Gitterstructur erscheinen und derartig fortgepflanzt, dass die neuen Stäbchen sich parallel dem Gitter der alten Kernstücke nach den beiden unter 90° sich schneidenden Richtungen orientirt haben; auch polarisiren die neuen Stäbchen einheitlich mit den alten, während die übrige authigene Substanz eine andere und eine ungleichförmige Polarisation zeigt. Desgleichen sind die Spalten und Löcher in und zwischen den alten wolkig grauen Kernstücken ganz oder zum Theil mit der wasserhellen neophytischen Substanz zugewachsen. Neuangewachsene Feldspathsubstanz schiebt die Glimmer bei Seite, vielleicht unter Zertrümmerung der Leisten. 2) Man erkennt dann in der Gesteinsmasse eine zweite neu gewachsene (neophytische) Generation von Feldspathen: wasserklar durchsichtige, ganz unregelmässig und zackig umgrenzte Feldspathkörner zwischen den Quarzen, lebhaft oder matt blaugrau polarisirend, meist ohne Zwillingslamellen, stets erfüllt mit vielen kleinen Einschlüssen und neugebildeten fremden kleinen Krystallen, welche den allothigenen klastischen Feldspathen immer durchaus fehlen, z. B. durchspiesst von Pyroxen- oder Amphibolprismen, die oft von der Seite her und mit rings ausgebildeten Krystallflächen in diese wasserhellen Feldspathe hineinragen. Zum Zeichen, dass diese Feldspathe authigen sind, liegen die Pyroxen- und Amphibolprismen in ihnen in derselben Reihung, wie sie diese Prismen auch sonst im Gestein innehalten. Ferner werden hier wie bei den Quarzen die Skelette von Krystallen beobachtet: durch die feinkörnige Schiefermasse greift die einheitlich polarisirende Masse eines grossen Feldspathkrystalls derart um sich, dass zwischen seinen netzförmig verzweigten Theilen in vielen Maschen anders orientirte Feldspathkörnchen liegen. »Ich kann mir diese Skelettkrystalle nur so erklären, dass die nahezu gleichartig orientirten Körnchen der feinkörnigen Feldspathgrundmasse sich schneller zu einem grossen einheitlichen Krystall vereinigt haben, als die zwischenliegenden abweichend orientirten Körnchen in gleicher Weise sich umlagern konnten«. Auch sieht man, »wie die neophytischen skelettartigen Feldspathe aus der Gesteinsmasse wie aus einer Mutterlauge auskrystallisirten und wie die neuen Theilchen rings von allen Seiten an den wachsenden Krystall wie in einem Wirbel angeschossen sind«. Auf zweierlei Weise entstehen demnach zufolge Lepsius in diesen Schiefern grössere, ebenfalls stets xenomorphe Feldspathe: erstlich durch Anwachsen neuer Feldspathsubstanz an primär vorhandene klastische Feldspathbruchstücke, sodann durch Vereinigung vieler kleiner Feldspathkörnchen

zu einem grösseren Individuum, einer Art und Weise der Entstehung neuer Feldspathe, welche das Stadium der Skelettbildung von Krystallen durchlaufen kann. In beiden Fällen wächst die authigene Substanz durch gegenseitige Anziehung, Umlagerung und Verschmelzung vorhandener oder neu entstehender Feldspathmoleküle. Da ohne Lösung eine Verschmelzung mehrerer Körner nicht möglich ist, so müssen die letzteren vor ihrer Verbindung an ihren Berührungsflächen zum Theil erst chemisch aufgelöst worden sein. — Wie man sieht, wird im Vorstehenden die Vorstellung, welche man sich über die Entwickelung der grobkrystallinischen Kalksteine aus den dichten zu machen pflegt, gewissermassen ins Silicatische übersetzt.

Zumal für diejenigen Gneisse, welche weder als Erstarrungskruste, noch als Producte eines plutonischen Metamorphismus vermöge der Erdwärmewirkung aufgefasst werden konnten, indem sie unzweifelhaften Gliedern aus der Reihe der Sedimentärformationen aufliegen, hat man vielfach die katogene Entstehungsweise durch hydrochemische Umwandlung geltend gemacht, wobei es allerdings auffallend ist, dass so oft die aufgelagerten Schichten krystallinischer Schiefer scharf an ihrer unveränderten sedimentären Unterlage abschneiden. — Das Dasein von Geröllen in krystallinischen Schiefern bereitet natürlich dieser Theorie keine Schwierigkeiten.

Dennoch ist die Verallgemeinerung auch dieser Theorie nicht ohne Bedenken. Der Process erheischt, selbst wenn man ihn sich durch den Druck auflagernder Schichten und die Temperaturzunahme der Erdtiefe unterstützt denkt, jedenfalls enorme Zeitläufte; ja man kann mit Herm. Credner sagen, längere Zeiträume, als z. B. vom Silur bis jetzt verflossen sind, denn alle Formationen vom Silur bis jetzt befinden sich, wo sie normal ausgebildet vorliegen, noch nicht im Zustand des Metamorphosirtseins. Im Gegensatz nun zu dieser Erscheinung, dass unsere paläozoischen Formationen noch nicht in krystallinische Schiefer und Gneisse umgewandelt sind, steht die andere, dass diese alten Formationen, so namentlich auch das direct auf die krystallinische Schieferformation folgende Cambrium und Silur schon Rollstücke von Gneissen, Glimmerschiefern u. s. w. enthält, von genau demselben Habitus, wie die archäischen, woraus sich ergibt, dass der Umwandlungsprocess der vorsilurischen Formationen bereits bei Beginn des Cambriums, also in nicht so übermässig langer Zeitfrist beendet gewesen sein muss.

Eine andere sehr wesentliche Einrede bildet die allerwärts constante regelmässige petrographische Gliederung der krystallinischen Schiefergruppe von unten nach oben, ferner die überall übereinstimmende Wechsellagerung der verschiedenartigsten Gesteine, die streng schichtenmässige Sonderung chemisch abweichend zusammengesetzter Materialien: »aus einer hydrochemischen Metamorphose hingegen würden wolkig in einander verschwimmende, nicht aber oft in geringen, oft nur centimeterweiten, von Schichtflächen scharf begrenzten Abständen ihren Habitus vollständig ändernde Gesteine hervorgegangen sein« (H. Credner). Gümbel erhebt den Einwurf: »Mag das ursprüngliche Schiefermaterial, aus dem z. B. der Gneiss auf hydrochemischem Wege entstanden sein soll, anfänglich statt horizontal unter irgend einem Winkel geneigt, ja selbst

vertical gestellt gewesen sein, wie kann man sich wohl denken, dass das in verticaler Richtung sich bewegende Wasser eine Gesteinsänderung genau nach der Schichtenlage konnte zu Wege bringen? Es müssten sich wenigstens der verticalen Bewegung des Wassers entsprechende Spuren von verticalen Streifen oder Zonen neben der Schichtung bemerkbar machen, was aber nicht der Fall« (Geologie 1888. 379). — Schliesslich bleibt die Frage ungelöst, woher überhaupt die schieferige Structur bei diesen Gesteinen rührt, da der gedachte Process selbst keine Veranlassung zu ihrer Entstehung bietet; wo eine Grauwacke oder ein Kalkstein durch hydrochemische Metamorphose zu einem krystallinischen Aggregat von Quarz, Feldspath und Glimmer werden sollte, da liegt in dem Vorgang an und für sich nichts, wodurch nun nebenbei auch ein planes Parallelgefüge des Aggregats erzeugt werden müsste.

II. 1. c. Die in mehreren Districten gemachten Beobachtungen, dass sonst normal ausgebildete schieferige Sedimentschichten da, wo sie besonders energischen Druckwirkungen durch den Process der Gebirgsbildung ausgesetzt waren, zugleich einen krystallinischen Habitus aufweisen und dass die krystallinische Ausbildung von Schiefergesteinen in gleichem Maass mit dem Grad der Störung ihrer ursprünglichen Lagerungsverhältnisse wächst, — diese Wahrnehmungen haben Veranlassung geboten, die Erscheinungsweise krystallinischer Schiefer überhaupt ähnlichen Vorgängen zuzuschreiben und die Erwerbung ihres jetzigen Charakters auf intensive Faltung, Stauchung, Pressung und Gleitung klastischer Schichten, sowie damit in Verbindung stehende Umwandlungsprocesse an denselben zurückzuführen (tektonischer Regionalmetamorphismus, Dislocationsmetamorphismus, Staunngsmetamorphismus, Dynamometamorphismus). Von Belang ist auch die Thatsache, dass in Spalten, deren Entstehung erst mit der Aufrichtung der Schichten zusammenfiel, oft ganz dieselben Mineralbildungen zum Absatz kamen, die in der Gesteinsmasse selbst eine Rolle spielen. Gneisse, Glimmerschiefer und Phyllite werden so auf grauwackenähnliche Gesteine, thonige Sandsteine, Thonschiefer, Schieferthon u. s. w., Quarzitschiefer auf Sandsteine als ursprüngliches Material zurückgeführt. Diese Umwandlungen brauchten sich nach der in Rede stehenden Theorie natürlich nicht auf vorcambrische Sedimente zu beschränken, sondern auch Glieder fossilführender Formationen konnten darnach, wenn sie den erforderlichen mechanischen Beeinflussungen ausgesetzt waren, in einen ähnlichen krystallinischen Zustand versetzt werden, selbst unter theilweiser Conservirung ihres eigenen Gehalts an Fossilresten. In der Regel gilt bei diesen Vorstellungen die Mitwirkung grösserer Wärme oder eines Wassers von hoher Temperatur als ausgeschlossen. — Die S. 147 betonte, häufig hervortretende petrographische Ähnlichkeit zwischen krystallinischen Schiefern und den Contactproducten um Eruptivgesteine fasste Lossen von einem ähnlichen Gesichtspunkt und gewissermassen als Bestätigung des Dislocationsmetamorphismus auf, indem nach ihm »der plutonische Contactmetamorphismus als ein besonderer, durch das örtliche Eingreifen der aufgepressten Eruptivgesteine bedingter Fall des Dislocationsmetamorphismus erscheint«.

Vielfach scheint allerdings ausser der vorhandenen Schieferigkeit kein geologisches Argument für eine stattgefundene Pressung vorzuliegen, und letztere, welche in solchem Falle doch nur eine Supposition ist, wird dann ihrerseits, wie eine erwiesene Thatsache, wieder umgekehrt dazu benutzt, um aus ihr die Schieferigkeit als eine nothwendige Folgewirkung abzuleiten.

Über die specielleren Beobachtungen verschiedener Forscher, welche zu dieser Auffassung geleiteten, s. I. 605 ff. Lossen war es, welcher zuerst aussprach, dass »die krystallinischen Schiefer des Taunus in Folge der gebirgsbildenden Ursache auf wässerigem Wege umkrystallisirte Sedimente darstellen«; die dortigen Gneisse, Augitschiefer, Glimmerschiefer, Phyllite entsprechen nach ihm ganz denjenigen archäischer Gebiete, stehen aber durch ihre Lagerung und durch halbkrystallinische Übergangsglieder mit normalen devonischen Sedimenten in so untrennbarer Verbindung, dass sie als gleichzeitige Ablagerungen der Devonzeit betrachtet werden müssen. Die krystallinische Ausbildung ist in ihrer deutlichsten Ausprägung an starke Aufrichtung und Störung des Schichtenbaus geknüpft, wogegen die regelmässiger gelagerten und normaler gebauten Gebirgstheile den für das unveränderte Devon üblichen klastischen Gesteinscharakter besitzen. Als andere Beispiele für einen zur Geltung gekommenen Dislocationsmetamorphismus werden Regionen des Harzes, der Ardennen aufgeführt, ferner grosse Gebiete krystallinischer Schiefer in Skandinavien, welche nicht archäischen, sondern cambrischen oder silurischen Alters sind; für die Umgegend von Bergen wurde von H. Reusch speciell erwiesen, dass die dortigen für Urgebirge gehaltenen Vorkommnisse dem Silur angehören, und die Ansicht vertreten, dass die Umwandlung desselben auf Dislocationsmetamorphismus zurückzuführen sei. — Ähnliches gilt für die Centralkette der Alpen; dass die hier bedeutend entwickelten Gneisse, Glimmerschiefer und verwandten Gesteine sämmtlich vorcambrischen und archäischen Alters sind, kann keineswegs als erwiesen gelten; im Gegentheil haben L. v. Buch, Peter Merian, Bernhard Studer, A. Escher v. d. Linth, Theobald schon vor längerer Zeit für die Schweiz die Zugehörigkeit von Theilen derselben zu jüngeren geologischen Formationen gemuthmasst oder behauptet. Mit zuerst für die Wirkung des Gebirgsdrucks bei ihrer Ausbildung ist Baltzer eingetreten, welcher (N. Jahrb. f. Min. 1877. 679) in marmorisirten Kalksteinbreccien und weissen glimmerhaltigen Marmoren am Nordrand des Finsteraarhorn-Massivs Hochgebirgskalk erblickte, der »wahrscheinlich durch Druck und Zug bei der Gebirgsfaltung, verbunden mit der dabei erzeugten lang andauernden Frictionswärme« eine Umkrystallisirung der kleinsten Theilchen erfuhr. Die Deutung in diesem Sinne hat später auch für die eigentlichen krystallinischen Silicatschiefer zahlreiche Anhänger gefunden. v. Foullon schreibt die Herausbildung der zum Untercarbon gehörigen krystallinischen Schiefer aus der Gegend von Kaisersberg in Obersteiermark dem Dislocationsmetamorphismus zu (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIII. 1883. 207). Insbesondere hat sich u. A. noch Rosenbusch in seinem Aufsatz im N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 81 zu Gunsten der häufigen Wirksamkeit des letzteren ausgesprochen.

Zur Zeit scheinen die Meinungen noch vielfach darüber anseinanderzugehen, ob die krystallinische Metamorphose dieser Art direct und allein durch den Gebirgsdruck bewirkt worden sei, oder nicht vielmehr erst in Folge der durch die Druckzertrümmerung, gleitende Zermalmung und innerliche Breccienbildung in besonders reichlichem Maasse geschaffenen Disposition der Gesteine zur Umkrystallisirung auf nassem Wege (vgl. I. 629). Die erstere Auffassung kann von vorne herein insofern nicht als unbedingt und allein berechtigt gelten, weil

es an sich ebensogut denkbar ist, dass die jetzige Natur erst mittelbar durch den Druck oder durch Wirkung ganz anderer Factoren erzeugt wurde, die erst vermöge des Drucks ihrerseits zur Geltung gekommen sind. Ferner ist zu bedenken, dass es sich bei dieser Metamorphose nicht nur um das Hervorgehen neuer chemischer Mineralverbindungen handelt, sondern vor dieser Mineralneubildung oder gleichzeitig mit ihr muss natürlich die theilweise oder gänzliche Zerstörung, d. h. Auflösung der vorhandenen Mineralien erfolgen; eine solche Vernichtung der primären klastischen Mineralpartikel, z. B. Quarz, Feldspath, Glimmer, eine solche Bewegungsfähigkeit der örtlich wandernden Moleküle des Sediments ist durch alleinigen mechanischen Druck wohl nicht möglich und nur durch wässerige Lösung auf chemischem Wege zu erklären (vgl. auch Lepsius, Geol. v. Attika 1893. 187). Auch haben die Versuche von Spring dargethan, dass zwar unter sehr hohem Druck Gemenge von Kupfer und Schwefel in Cu_2S übergeführt wurden, ebenso Jodkalium und Quecksilberchlorid rothes Quecksilberjodid lieferten (I. 625), aber weder Pulver von weisser Kreide, noch Stückchen von isländischem Kalkspath wurden unter Druck von 5000—6000 Atm. plastisch (Kreide auch nicht bei 20 000 Atm.) und sie liessen sich nicht zu einer festen Masse vereinigen; von einer Umkrystallisirung war dabei natürlich noch weniger die Rede. Quarzsand, Glassand und chemisch ausgeschiedene Kieselsäure verbanden sich auch beim höchsten Druck bis 20 000 Atm. in keiner Weise zu einem festen Körper. Solche Versuche einer rein mechanischen Umformung zeigen, dass diese letzteren Substanzen selbst durch jenen abnorm hohen Druck allein, also auf trockenem Wege und ohne Lösung sich nicht umformen lassen.

Wenn auch diese Theorie augenblicklich für viele krystallinische Schiefer im Vordergrunde steht, so darf nicht unterlassen werden, auf einige Momente hinzuweisen, welche der unbedingten Anerkennung eines überhaupt vorhandenen ursächlichen Zusammenhangs zwischen Gebirgsdruck und krystallinisch-schieferiger Entwickelung der Sedimente nicht eben günstig zu sein scheinen:

a) Manche typisch krystallinische archäische Gebiete zeigen eine höchst einfache, wenig gestörte Architektur. Der das Gebirgsland von Usambara aufbauende Gneiss, reich an Hornblende und Granat, verbunden mit Muscovitgneiss, lagert, soweit dies überhaupt im Osten zur Beobachtung gelangte, »stets fast horizontal« (C. W. Schmidt, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 451). Als Beispiel, dass dies auch für gewisse jüngere krystallinische Schiefer der Fall ist, mag eine Beobachtung von Diener gelten, welcher sagt: »Die hochkrystallinische Beschaffenheit mesozoischer Sedimente in den Stubaier Alpen erscheint durch Pichler, v. Mojsisovics und Frech ausser Zweifel gestellt; gerade die Lagerungsverhältnisse sind jedoch hier geeignet, vor der Überschätzung des Einflusses einer dynamischen Metamorphose zu warnen. Die mesozoischen Sedimente liegen hier zumeist flach, oder nur unter geringem Neigungswinkel auf dem stark gefalteten abradirten Grundgebirge. Für die Existenz liegender Falten innerhalb der Kalkauflagerung sprechen keineswegs genügende Gründe, und selbst bei solcher Annahme würde man die krystallinische Beschaffenheit der mesozoischen Sedimente

nicht durch Pressung erklären können. Auch die Thatsache, dass die krystallinische Beschaffenheit der Sedimente mit der Annäherung gegen die nördliche Triaszone allmählich abnimmt, steht mit der Annahme einer späteren Umwandlung jener Ablagerungen auf dem Wege einer Dynamometamorphose nicht im Einklang« (Der Gebirgsbau in den Westalpen 1891. 108). Nach Lepsius »kann man auch in Attika im Allgemeinen nicht behaupten, dass die Metamorphose der Sedimente einen directen Zusammenhang zeige mit den Dislocationen; gerade das pentelische Gebirge, in welchem die Marmore und Glimmerschiefer am stärksten krystallin geworden sind, ist nicht besonders stark dislocirt worden; grosse Gebiete von Glimmerschiefer enthalten flach ausgebreitete Schichten, der Ostflügel der Laurionfalte mit seinen krystallinen Kalken und Glimmerschiefern besitzt ganz flache Lagerung« (Geol. v. Attika. Berlin 1893. 194). — In der nordamerikanischen Animikie Series ist nach dem gemeinschaftlichen Referat von Irving, Chamberlin und van Hise die krystallinische Schieferentwickelung »carried to considerable lengths where the strata remain still in an essentially horizontal position; it appears rather to have been a purely metasomatic process«. In der Zone des Monte Rosa besitzen zufolge Ch. Lory sowohl die krystallinischen Schiefer, welche umgewandelte Trias sind, als das unterteufende System älterer derselben bisweilen auf weite Strecken eine »stratification presque horizontale«, weshalb von einer mechanischen Beeinflussung hier keine Rede sein könne (beides in den S. 150 genannten Londoner »Études«, S. 100. 22).

b) Im Gegensatz dazu haben Silur- und Devon-Areale trotz gewaltsamster Faltung, Knickung, Überschiebung, Verquetschung und Transversalschieferung ihren ursprünglichen Habitus als Thonschiefer, Grauwacke, Sandstein und gemeiner Kalkstein fast unverändert beibehalten. Wenn irgend ein Gebiet geeignet gewesen wäre, durch Stauung metamorphosirt zu werden, so würde es das rheinische devonische Schiefergebirge zwischen Bingen und Bonn sein, welches thatsächlich von höchst bedeutenden Faltungen betroffen erscheint. Hier ist aber der ganze Effect dieser Stauung beschränkt auf die Ausbildung einer secundären Schieferung, und zur Entstehung eines den krystallinischen Schiefern auch nur entfernt ähnlichen Gesteins ist es gar nicht gekommen. Desgleichen lässt das vielgestörte Vogtland nichts Krystallinisches unter den alten Sedimenten (auch kein hierher zu zählendes Veränderungsproduct der zugehörigen Eruptivgesteine) erkennen. Bonney weist darauf hin, dass die triassischen und jurassischen Schiefer in den Alpen selbst an den Stellen sehr starker Pression nur wenig verändert sind, und er leugnet deshalb grössere, durch Dislocationen hervorgebrachte Veränderungen innerhalb der mesozoischen Sedimente der Centralalpen, wie solche durch Baltzer, Heim, Grubenmann u. A. behauptet wurden. Die stark gefalteten eocänen Schichten in den Nordalpen haben keineswegs die krystalline Natur angenommen, wie sie die ebenso gefalteten Gneisse besitzen.

c) Überall, wo das archäische Grundgebirge bekannt ist, im Böhmerwald und in Skandinavien, im Erzgebirge und in Canada, im Riesengebirge und in Indien, ist stets die Übereinstimmung in der Gliederung und dem petrographi-

schen Aufbau des gesammten Complexes hervorgetreten: abgesehen von den untergeordneten, aber auch meist an besondere Niveaus gebundenen Gesteinen zu unterst Gneisse, darüber Glimmerschiefer, zu oberst Phyllite. Es ist schwer zu begreifen, wie diese auffallende und constante Aufeinanderfolge derselben Materialien »das Product eines dem Wechsel und den Zufälligkeiten ausgesetzten Quetschungs- oder Durchwässerungsprocesses« sein sollte (H. Credner).

d) »Die sowohl in dünnen Lamellen wie in mächtigen Schichtencomplexen wechselnde Gesteinsbeschaffenheit der Glieder der Gneiss- und Schieferformation steht immer in voller Übereinstimmung mit der Schichtenabsonderung. Aus einer tektonischen Metamorphose würden wolkig in einander verschwimmende Gesteine hervorgehen, nicht solche, die in schmalen, scharf begrenzten Abständen ihren Habitus und ihre Zusammensetzung völlig ändern« (H. Credner).

e) Kaum zu deuten durch die in Rede stehende Auffassung ist ferner das Bedecktsein nicht veränderter, echt klastischer Sedimente durch jüngere krystallinische Bildungen.

II. 2. Da dem Gebirgsdruck natürlicherweise nicht nur sedimentäre Schichten, sondern auch Eruptivgesteine unterliegen, so hat man, nachdem die Anerkennung jenes Factors für die Entstehung krystallinischer Schiefer sich Eingang verschafft hatte, in anderen Vorkommnissen der letzteren auf ähnliche Weise umgewandeltes eruptives Material erblickt. Den Ausgangspunkt für diese Auffassung boten die lange vernachlässigten Wahrnehmungen, dass in die Gebirgspressung mit hineingezogene Lager und Gänge von Eruptivgesteinen zwar noch z. Th. ihre charakteristische Structur und ihren primären Mineralgehalt bewahrt haben, andererseits aber durch ganz allmähliche Übergänge mit Gesteinen in Verbindung stehen, welche sowohl die Schieferigkeit als einen durch Umwandlung der normalen Gemengtheile hervorgebrachten Mineralgehalt besitzen, wie sie beide gewissen typischen krystallinischen Schiefern eigen sind; in der That lässt sich zwischen diesen Veränderungsproducten der von Druckvorgängen betroffenen Eruptivgesteine nnd krystallinischen Schiefern ein Unterschied vielfach nicht wahrnehmen. So sieht man unter solchen Verhältnissen aus Diabasgesteinen Chloritschiefer, Amphibolschiefer, Augitschiefer, aus Gabbro Amphibolschiefer, aus Quarzporphyr und Felsitfels Sericitschiefer, aus Granit ebenfalls sericitschieferähnliche Gebilde hervorgehen, und ganz dieselben Gesteine, welche petrographisch Gliedern der krystallinischen Schiefer genau entsprechen, können auch aus den Tuffen der betreffenden Eruptivmassen entstehen. Von den speciellen Vorgängen bei diesen Umwandlungen war schon I. 603 ff. die Rede; vgl. auch die betreffenden Abschnitte in Bd. II. 130. 199. 730. 784. 871.

Diesen Angaben mag beispielsweise noch hinzugefügt werden, dass Einlagerungen von grüngefärbten Schiefern (Roemer's Diorite und dioritische Schiefer, Talkschiefer älterer Autoren) in dem metamorphen Unterdevon des Altvatergebirges nach Becke umgewandelte basische Eruptivgesteine (Uralitdiabas, schieferiger Uralitporphyrit) und deren Tuffe sind (Sitzgsber. Wiener Akad. CI. März 1892. 296). Dass feldspathführende Amphibolite vermöge einer Dislocationsmetamorphose aus Gabbros oder Dioriten hervorgegangen seien, wird von C. Schmidt für Vorkommnisse von

der Alp Puntaiglas, der Medelser Schlucht und unterhalb Dissentis geltend zu machen versucht. — Zufolge Arch. Geikie hat in das S. 157 genannte schottische Gneissgebiet eine Intrusion von Eruptivgängen stattgefunden, nämlich von Diabasen (im Inneren gröberkörnig als an den Salbändern, hier bisweilen mit tachylytähnlicher Ausbildung), jüngeren Palaeopikriten u. a. Olivingesteinen, Mikroklin-Muscovitgesteinen, Graniten u. s. w. Durch Bewegungen noch präcambrischen Alters, welche zu Bruchlinien oder thrust-planes Veranlassung gaben, wurden die Ganggesteine unter Druck verändert, nämlich die Diabase in Plagioklas-Hornblendegesteine und Hornblendeschiefer (mit oder ohne »Dioritaugen«; hierher gehört der II. 733 erwähnte Gang von Scourie), die Olivingesteine in Talkschiefer, die Mikroklin-Glimmergesteine in Glimmerschiefer, die Granite in granitoiden Gneiss mit pegmatitischen Ausscheidungen (Journ. of geology, I. 1893. 1).

Auch hier wiederholt sich die Erscheinung, dass die unter dem Einfluss des Gebirgsdrucks entstandenen Umwandlungsproducte mit jenen im Allgemeinen übereinstimmen, wie sie aus Eruptivmassen und ihren Tuffen durch eine Contactmetamorphose seitens eines dieselben durchbrechenden Eruptivgesteins hervorgehen.

Die im Vorstehenden gedachten Vorkommnisse sind in ihrer Bedeutung dadurch sichergestellt, dass neben dem krystallinisch-schieferigen Umwandlungsproduct auch noch das Eruptivgestein selbst in seiner mehr oder weniger ursprünglichen Verfassung, sowie der successive Übergang aus diesem in jenes beobachtet werden kann. Bei den innerhalb des normalen Gesteinsverbandes der krystallinischen Schiefer auftretenden Chloritschiefern, Hornblendeschiefern, Sericitschiefern ist dies nun allerdings in der Regel nicht der Fall; hier kann eine solche geologische Zusammengehörigkeit mit eruptiven Massengesteinen nicht direct nachgewiesen, nur in seltenen besonders günstigen Fällen etwa ein Theil des Mineralbestandes noch als identisch, ein anderer Theil als pseudomorph gedeutet werden, während die Structur — welche, wie Schauf (Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 914) sagt, für die Metamorphose der Aggregate die nämliche Bedeutung besitzt, wie die Krystallform für die Pseudomorphosen der Individuen — allermeist nicht (mehr) diejenige eines Erstarrungsgesteins ist. Wofern daher solche Vorkommnisse in ihrer weitaus grössten Mehrzahl auch noch auf druckschieferig gewordene ehemalige Eruptivgesteine zurückgeführt werden sollen, ist die auf einem Analogieschluss beruhende Annahme erforderlich, dass Structur und Mineralbestand der letzteren als solche total verschwunden sind. Dies wird aber dadurch erschwert, dass durchgreifende Lagerungsverhältnisse, wie sie für ein Eruptivgestein charakteristisch sind, oder auch nur Erinnerungen daran von diesen krystallinischen Schiefern, soweit bekannt, nicht dargeboten werden. Da wo z. B. in Glimmergesteinen in verschiedenen Niveaus eine grosse Anzahl von isolirten Amphibolitlagern förmlich schwarmartig auftritt, welche bei kurzer Erstreckung im Streichen und Fallen linsenähnlich sich bald auskeilen (wobei sie in der Regel mit dem Nebengestein nicht durch Übergänge verbunden sind), da ist es wegen der Art des Auftretens und der Configuration wohl kaum angänglich, in den Amphiboliten dislocationsmetamorphe Eruptivgesteine oder auch nur Tuffe derselben zu reblicken.

Eine Unterstützung würde die Ableitung von einem Eruptivgestein dadurch erfahren können, dass in unmittelbarer Verbindung Gesteine auftreten, denen ein typischer und zweifelloser contactmetamorphischer Charakter eigen ist.

Auch für einen Theil der Gneisse hat man die so vermittelte Abkunft von Graniten, Syeniten, Dioriten behauptet, eine Deutung, welche jedoch auf mancherlei Schwierigkeiten stösst. Wo die Wirkungen des Gebirgsdrucks auf Massengesteine verbürgt sind, da entstehen Producte, welche nicht nur structurell, sondern auch mineralogisch von dem Archetyp abweichen, z. B. Quarzporphyre liefern Sericitschiefer, Diabase Chloritschiefer und hornblendeschieferähnliche Producte, welche letztere auch aus Gabbros hervorgehen. Der zu Gneiss veränderte Granit würde von dieser Regel eine völlige Ausnahme darstellen, indem er blos eine structurelle, nicht auch eine mineralische Umwandlung durchgemacht hätte. Was übrigens aus dem nachweisbar mechanisch beeinflussten Granit thatsächlich entsteht, ist an vielen Punkten sicher festgestellt (vgl. II. 131), und man kann H. Credner nur Recht geben, wenn er (Z. geol. Ges. XLII. 1890. 602) hervorhebt, dass die augenscheinlich durch Gebirgsdruck deformirten Granite »bei sorgfältiger Untersuchung gar nicht mit den eigentlichen archäischen Gneissen zu verwechseln sind und letztere nicht als erstere gelten können«.

»Die Deformation ist stets an grosse tektonische Störungen gebunden. Die von ihr betroffenen Granite kennzeichnen sich zunächst dadurch, dass ihre Biotitlamellen gestaucht, geknickt oder wurmförmig gebogen sind und zugleich eine annähernd parallele Lage angenommen haben, wodurch der gepresste Granit eine Art Flaserung und Streifung erhält, welche ihm ein gneissähnliches Ansehen verleihen. Auch die grösseren Quarze sind anfänglich an ihren peripherischen Theilen zu unregelmässigen eckigen Fragmenten zerdrückt. Die Zwillingslamellirung der Plagioklase ist nicht mehr geradflächig sondern gebogen und gestaucht, von Rissen durchzogen und auf diesen gegen einander verschoben. Mehr nach der Dislocationsfläche zu erweisen sich die gesammten Feldspathe und Quarze in eckige Splitter zerdrückt, die in einem zuckerkörnigen Cäment von noch kleineren Mineralfragmenten liegen. Der Biotit verschwindet gänzlich, an seine Stelle treten hell lauchgrüne kleinste Glimmerblättchen. Endlich entstehen hornfelsartig dichte, heller und dunkler gebänderte oder phyllitartige Schiefergesteine, deren ebenplattige oder schieferige Lagen die grösste Constanz im Streichen und Fallen einhalten und der herrschenden Dislocationsrichtung parallel verlaufen. Sie erweisen sich als aus feinsten Zermalmungsproducten zusammengesetzt, die durch ein neugebildetes Quarzcäment nebst Sericitschüppchen verfestigt werden und den Typus einer Mikrobreccie repräsentiren. Ähnliche Erscheinungen stellen sich bei denjenigen Gneissen ein, welche, z. B. beim Zusammenschub der Gneissformation zum Erzgebirge, in bereits fertigem Zustande, nämlich hier während der Carbonperiode, besonders intensiven tektonischen Störungen und hierbei einer inneren Zerberstung ihrer bereits flaserig-schieferigen Bestandtheile unterworfen waren.«

Zu den II. 131 gegebenen Beispielen mögen noch zwei neuere angereiht werden. Pirsson beschreibt »dynamo-metamorphosed granite« von der Insel Conanicut in der Narragansett-Bay, Rhode-Island, also: »The rock has been much fractured, it is full of slickensides and other evidences of shearing and pressure. Under the microscope all the components are seen to be broken and crushed; they lie in a mass of broken material which cemented together by secondary silica renders the rock

extremely similar to a metamorphosed grit; it is indeed similar to a grit only mechanically made. Epidote and other secondary minerals abound« (Amer. journ. sc. XLVI. 1893. 373). — Von Kotö wird die Wirkung des Gebirgsdrucks auf die peripherischen Theile des Abukuma-Granitplateaus in Japan geschildert, dessen Centrum unbetroffen ist. Alle Componenten sind hochgradig deformirt, in den vorgeschritteneren Stadien die Quarze sämmtlich mosaikartig zertrümmert; um Feldspathcentren haben sich Quarzkörnchen herumgelegt, die Feldspathe zeigen an ihren Rändern Kataklase und sehen trübe aus; die verzerrten Biotitblättchen sind gebleicht, eine grosse Menge von Chlorit und Epidot, auch Magnetit hat sich entwickelt, Hornblende, die auch bald ihre prismatische Form verliert, ist ganz verschwunden. Kotō nennt das Product schistose granite und hebt hervor, dass es mit wirklichem Gneiss nichts zu thun hat (Journ. College of sc., Imper. univers. of Japan V. Part III. 1892).

Nach allen sonstigen Analogieen kann man sich daher wohl vorstellen, dass der von Dislocationen betroffene Granit Sericitschiefer oder als Mittelglied anscheinenden Sericitgneiss mit unverkennbaren und zahlreichen Kataklaserscheinungen liefert, kaum aber dass aus ihm normaler Gneiss entsteht mit schlichtblätterigem Kaliglimmer oder unversehrtem Biotit, grossem Gehalt an chemisch ganz frischem Feldspath und Abwesenheit von erheblichen Zeugnissen einer Zertrümmerung. Wenn an Gemengtheilen des typischen Gneisses die letzteren erblickt werden, so zeigt dies nur, dass die Mineralien vor einer mechanischen Beeinflussung schon bestanden haben und es erweist gar nichts zu Gunsten der Auffassung, dass diese Mineralien selbst auch Producte von Vorgängen seien, die mit Dislocationen im Zusammenhang stehen. Der Gneiss pflegt ferner nicht der Erfahrung zu entsprechen, dass bei einer wirklich durch Druckverschiebung herbeigeführten Schieferung sich meistens das Zerbrechen längs ganz bestimmter, breiter oder schmälerer Bruchlinien oder Bruchflächen nachweisen lässt, an denen das Gestein ganz zertrümmert ist, während man zwischen diesen Flächen oft nur wenig Zeugnisse für den Druck trifft.

Sowohl in den rothen und bunten bojischen als auch in den grauen hercynischen Gneissen des böhmisch-bayerischen Waldgebirges finden sich granitische Partieen eingeschaltet, welche aus übereinstimmend beschaffenen und gefärbten Mineralien zusammengesetzt sind und sich von den Gneissen nur durch ihre richtungslose Mengung, das Fehlen der Schieferung und durch dickbankige Absonderung unterscheiden. Wer in diesen Gneissen druckschieferig gewordenen Granit erblicken will, der müsste in den granitischen Partieen Reste des Urmaterials sehen, welche auf unerklärliche Weise von den Wirkungen des auf das ganze Gebirge sich erstreckenden Dislocationsmetamorphismus verschont geblieben wären. Für die Anhänger dieser Abstammung von Gneissen aus Graniten ist es eine nicht leicht zu deutende Erscheinung, dass es neben den so weit verbreiteten Gneissen überhaupt noch so zahlreiche und höchst ausgedehnte Gebiete echten, richtungslos struirten Granits gibt, welche keine Spur von Schieferung aufweisen. — Eine weitere Schwierigkeit bereitet die Erklärung der unzweifelhaften Schichtung des Gneisses, welche bei der gedachten Herleitung von Granit nur als eine Pseudo-Schichtung, als eine durch den Druck bewirkte Ablösung in Bänke gelten könnte.

Sodann widerspricht namentlich noch der obigen Ansicht die regelmässige tausendfältige Wiederkehr von glimmerreichen und glimmerarmen Gneisslagen, z. B. das Dasein der wenige Centimeter von einander entfernten Glimmerlagen der glimmerarmen Gneisse, ferner die so oft zu beobachtende unregelmässige Vertheilung von Glimmer (und Hornblende); vgl. auch A. Geikie über schottischen Gneiss S. 157 und Leppla in Z. geol. Ges. XLIV. 1892. 401. Anstatt eines so streng gegliederten, so wohl und dünn geschichteten Complexes hätte, selbst wenn das Substrat besser dazu qualificirt gewesen wäre, gerade eine wirre Durcheinandermengung entstehen müssen. Die auffallende bandweise Abwechslung petrographisch verschiedener Lagen der Gneisse, die Bändergneisse, haben englische Geologen, z. B. Callaway, auch Teall, örtlich so erklärt, dass eine von vielen fremden Gängen reichlich durchsetzte Gebirgsmasse der Pressung und Auswalzung in einer bestimmten Richtung unterworfen worden sei, so dass die Gangkörper jetzt als flache parallele Bänder zwischen der übrigen Gesteinsmasse erscheinen. Diese Deutung kann indessen auf die Verbreitung einer unzähligemal wiederholten Bänderung über ausgedehnte quadratmeilengrosse Gebiete kaum eine Anwendung finden.

Wenn neuerdings mehrfach die Theorie in den Vordergrund gestellt wird, dass die krystallinischen Schiefer des Grundgebirges einen durch Gebirgsdruck umgewandelten Complex von allerhand präcambrischen Sedimentärgesteinen — Thonschiefern, Grauwacken, Sandsteinen, Conglomeratgesteinen, Kalksteinen — nebst Tiefengesteinen, Ergussgesteinen und deren Tuffen darstellen, so dürfte sich aus dem Vorstehenden ergeben, dass auch ihr in solcher allgemeinen Fassung erhebliche Bedenken entgegenstehen.

In seiner Abhandlung »Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges« (Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 51) geht Rosenbusch von den beiden Praemissen aus, dass »1) die krystallinischen Schiefergesteine überhaupt dynamometamorphe Massen sind; 2) dass die Dynamometamorphose den chemischen Charakter der ihr unterliegenden Gesteine nicht wesentlich ändert«. Dazu gesellt sich der weitere Satz, dass die chemischen Bestandtheile eines Eruptivgesteins nicht anders als gesetzmässig innerhalb gewisser Grenzen festgelegt sein können, während in dem mechanischen Gemenge eines ursprünglichen Sediments eine Gesetzmässigkeit in den relativen Mengen der Bestandtheile nicht vorhanden sein muss. So gilt ihm denn die chemische Zusammensetzung als Fingerzeig für die Entscheidung der Frage, ob ein krystallinischer Schiefer ein durch Gebirgsdruck umgewandeltes Eruptivgestein sei oder nicht. »Finden wir daher in einem krystallinen Schiefer ein solches Mischungsverhältniss der chemischen Bestandtheile, wie es bei keinem Eruptivgestein vorkommt, so wird man schliessen dürfen, dass derselbe nicht durch irgendwelche Dynamometamorphose aus einem Eruptivgestein entstanden sein kann. Ist dagegen die chemische Mischung in einem krystallinen Schiefer die gleiche wie in einem bestimmten Eruptivgestein, so wird man zugeben müssen, dass ersterer durch Dynamometamorphose aus letzterem hervorgegangen sein kann (nicht muss)«. Rosenbusch führt nun zunächst eine

Anzahl von Gneiss-Analysen auf, um zu zeigen, dass dieselben vollständig denjenigen von Granitvarietäten, auch Dioriten entsprechen, ferner Analysen von Granuliten und Hälleflinten, welche ebenfalls granitische Zusammensetzung besitzen.

Diese Übereinstimmungen sind als solche ganz altbekannte Thatsachen (vgl. 1. Aufl. 1866. 412. 426. 442; Kalkowsky, N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 11); es ist ja auch gar nicht anders möglich, als dass ein schieferiges Gestein, welches dieselben Gemengtheile in ganz analogem Quantitätsverhältniss enthält, wie ein richtungslos struirtes, eine übereinstimmende Bauschanalyse ergeben muss. Durch diese Thatsache allein wird aber über den Ursprung des ersteren zunächst noch nichts ausgesagt, und so war auch früher Niemand darauf verfallen, diese Deckung als Argument dafür zu benutzen, dass der Schiefer etwa aus dem Massengestein hervorgegangen sei. Rosenbusch will zwar seinen Deductionen nicht den Charakter eines Beweises beilegen, erblickt aber offenbar in ihnen eine gewichtige Stärkung seiner Auffassung. Diese Auseinandersetzungen unterstützen indessen bei vorurtheilsloser Erwägung nicht einmal die Ansicht, dass das eine aus dem anderen entstanden ist, geschweige denn, dass dies durch Dislocationsmetamorphose geschehen sei. Wenn mit Graniten u. s. w. dem Mineralgehalt nach übereinstimmende Gneisse in ihrer jetzigen Beschaffenheit primäre Festwerdungsproducte der erstarrenden Erdkruste oder sonstige primäre geflaserte Erstarrungsmassen wären, so würde die chemische Übereinstimmung mit Graniten u. s. w. natürlich in derselben Weise hervortreten, ohne dass jene Druckmetamorphose in Wirksamkeit gekommen ist. Auch ist der Vergleich insofern bedenklich, als die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, dass ein Sediment, z. B. eine Grauwacke, ein Thonschiefer oder eine Arkose die Zusammensetzung z. B. eines Granits besessen haben könnte. Sodann ist es wohl nicht ganz gerechtfertigt, zum Vergleich nur die Analysen typischer frischer Eruptivgesteine heranzuziehen: die Dislocationsmetamorphose könnte ja auch ganz zersetzte Eruptivgesteine betroffen haben, die längst ihr chemisches Bild völlig verändert hatten, so dass, wenn bei der Umwandlung wirklich die chemische Zusammensetzung dieselbe bleiben sollte, die des krystallinischen Schiefers dann auch nicht mehr die eines normalen Eruptivgesteins ist, selbst wenn er nach der in Rede stehenden Auffassung aus letzterem entstanden wäre.

Weiterhin werden dann auch noch ähnliche Übereinstimmungen hervorgehoben zwischen den Analysen von Trappgranuliten, Amphibolschiefern und Eklogiten mit solchen von Diabasen und Gabbros (vgl. schon Credner, Z. geol. Ges. 1875. 196), eines Talkschiefers und Chloritschiefers mit Olivinfels. — Wo nun andererseits die Analysen krystallinischer Schiefer sich nicht mit einem normalen Eruptivgestein decken (z. B. bei einigen Gneissen, Hornblendegesteinen, Eklogiten), da führt Rosenbusch die ersteren auf ein beliebiges Sediment zurück, für dessen Composition jede Annahme gestattet ist. — Übrigens reichen die bis jetzt vorliegenden vergleichenden Analysen wohl noch nicht aus, um den Satz, dass die Dislocationsmetamorphose die chemische Zusammensetzung der von ihr

betroffenen sedimentären und massigen Gesteine im wesentlichen unverändert lasse, für erwiesen zu halten. Im Gegensatz dazu stehen die von Mügge (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 1893) angeführten Analysen normaler und geschieferter, sericitreich gewordener Quarzkeratophyre.

Eine specielle Theorie hat Becke für den Kepernikgneiss des Altvatergebirges aufgestellt, den er als umgewandeltes Intrusivgestein auffasst, welches die älteren darüber liegenden Schiefer activ contactmetamorphisch umgewandelt habe und seinerseits endogene Contacterscheinungen zeige (S. 159). Die Theorie möchte am besten mit den Worten des Autors wiedergegeben werden: »Die Structur dieses Gesteins wird verständlich, wenn wir Erstarrung und Umbildung (Schieferung) des Gesteins zeitlich mit einander verknüpfen. Die Schieferung des mit granitisch-körniger Structur erstarrten Gesteins erfolgte sofort und unter Umständen, die von denen bei der Erstarrung nicht sehr verschieden waren; die Gemengtheile konnten den umformenden Kräften durch Umkrystallisiren, also ohne mechanische Zerquetschung nachgeben. Eine directe Herausbildung der vorliegenden Structur aus dem magmatischen Zustand erscheint weniger wahrscheinlich wegen der fast vollkommenen Sonderung der Quarz- und Plagioklaspartieen.« Becke will also hier weder eine schieferig ausgefallene primäre Granitfacies noch eine secundäre Druckschieferung am längst starren Gestein zugeben: er verlegt die Entstehung in einer zwar scheinbar vermittelnden, aber doch thatsächlich schwierig zu fassenden Weise gewissermassen in ein Zwischenstadium, wo zwei sonst als getrennt geltende zeitliche Acte zusammenfliessen sollen. Diese Vorstellungen erinnern in etwa an seine anderen über das Alter der Kersantitgemengtheile, unter denen er auch solche unterscheidet, welche sich »erst bei oder nach der Erstarrung« ausbildeten, die man aber doch im letzten Falle nicht als secundär im gewöhnlichen Sinne des Wortes bezeichnen könne (Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 170).

Anhangsweise muss noch eine besondere Ansicht aufgeführt werden, welche insofern dem Vorstehenden nicht coordinirt ist, als sie sich einerseits nur auf den Gneiss bezieht, und, indem sie denselben aus einem anderen krystallinischen Schiefer entstehen lässt, sich andererseits über den Ursprung des letzteren selbst gar nicht äussert, sondern ihn als gegeben betrachtet. Es ist dies die hauptsächlich bei den französischen Geologen beliebte sog. Injections-, Penetrations- oder Additionstheorie, zufolge deren der Gneiss dadurch aus dem Glimmerschiefer hervorging, dass zwischen dessen Schichtungs- und Schieferungsebenen granitisches Magmamaterial eingepresst worden sei, welches den Feldspath- (und Quarz-)Gehalt des jetzt vorliegenden Gneisses geliefert habe; auch Gneisse sollen durch eine derartige Injection noch weiter modificirt werden können; vgl. auch II. 96.

Diese Injectionsvorstellungen der französischen Forscher reichen weit zurück, wenigstens in das Jahr 1844 (Virlet, Bull. soc. géol. (2) I. 824); s. auch Durocher 1856 (Mém. soc. géol. France VI. 1. Theil). Nach Fournet müsse man die Erstarrungs-

rinde hauptsächlich in dem Glimmerschiefer sehen, indem der unterteufende Gneiss eigentlich nur ein Glimmerschiefer sei, welcher aus dem noch darunter befindlichen ruhig sich entwickelnden Granit unmittelbar oder später Feldspath aufgenommen habe (Géologie lyonnaise 1859. 170. 371). Auch durch die modernen Anschauungen Michel Lévy's zieht allenthalben die »Pénétration intime« eines granitischen Eruptivmagmas hindurch; er sagt sogar von Gneissen: »Parfois le mica blanc, la tourmaline, la sillimanite, de gros nodules d'albite et de microcline constituent visiblement une injection de granulite (d. i. granite) éruptive« (Bull. soc. géol. (3) XVI. 1887. 106). Charles Barrois gibt sich gleichfalls u. A. dieser Injectionstheorie hin: so redet er von Schiefern, die alle Charaktere echter alter Gneisse besitzen, aber feldspathisirte Glimmerschiefer seien, wobei die Injection mit granitischem Material sich ruhig, »comme une lente imbibition« zugetragen habe. Sehr merkwürdiger Weise sind mit ihnen immer abwechselnde Bänke von Glimmerschiefer verbunden, »qui ont échappé à la gneissification«; doch ist letztere kaum zu erklärende Thatsache für Barrois keine Veranlassung, an der Theorie irre zu werden. — Auf die Seite dieser Penetrationshypothese stellen sich ferner Duparc und Mrazec: der Feldspathgehalt der Amphibolite des Mont Blanc gilt ihnen als Injection von Protogingängen aus, wobei indessen das Auffallende, dass dieser Feldspathgehalt sich abermals auf gewisse alternirende geringmächtige Bänke beschränkt, nicht weiter Wunder nimmt. Diese Injection erzeuge sog. quarzhaltige Pseudodiorite und quarzhaltige Pseudosyenite, sowie granulites amphiboliques; einer der letzteren vom Glacier des Boissons hat 61,43% SiO_2 und nur 0,34 K_2O, 1,08 Na_2O. Die Autoren meinen, dass dieser hohe SiO_2-Gehalt, verbunden mit der äusserst geringen Alkalienmenge eben auf eine quarzige Injection verweise und gar nicht anders als durch eine solche gedeutet werden könne, insbesondere auch nicht durch Pression eines Diorits oder Syenits; sie haben dabei offenbar zum Vergleich nur Eruptivgesteine im Auge und übersehen, dass krystallinische Schiefer an sich eine von den letzteren abweichende Zusammensetzung haben können. — Ein weiterer Anhänger der in Rede stehenden Auffassung ist Sederholm (Om Bärggrunden i södra Finland. Helsingfors 1893. 142).

Bei den englischen Geologen scheint diese Theorie keinen Beifall gefunden zu haben. In Deutschland hat sich, soweit ersichtlich, nur Joh. Lehmann in seiner Beschreibung des sächsischen Granulitgebirges zu derselben bekannt (Entstehung d. altkryst. Schiefergebirges, Bonn 1884). Er beschreibt kettenartig aneinander gereihte Granitknauer in den Granuliten (auch selbst anscheinend isolirte granitische Feldspathkörner, die nicht dem Granulit angehören) und stellt sich vor, »dass durch Stauchung bei gleichzeitiger Gleitung die Schieferungsfugen (des Granulits) örtlich gelockert und durch ihre, kürzere oder längere Zeit in Anspruch nehmende Aufspaltung, ohne dass jemals thatsächlich leere Räume entstanden, das Granitmagma von den Stellen grösserer Dislocationen her angesogen, bzw. injicirt wurde (S. 42). Das Vorhandensein von erkennbaren Zufuhrcanälen sei nicht unbedingt erforderlich, da solche nicht selten sich wieder völlig schliessen können. Während nun aber in dem Granulit daneben auch die ausgezeichnetsten Gänge von Granit vorkommen, steht es anders in dem Gebiet des breiten Schiefergürtels, der die Granulitformation umgibt: hier fehlen eigentliche Granitgänge fast gänzlich, aber »in granitischen Flammen, Quarzflasern und -Knauern« müsse hier »ein Aequivalent für die granitischen Gangbildungen erblickt werden«. »Die grossen Granitmassen, welche in dem von überkilometerbreiten bis zu feinsten Spalten zerklüfteten Granulitcomplex aufstiegen, ergossen sich auch in die peripherischen Schiefer, soweit diese durch die Stauchung leicht zugänglich waren und durchtränkten sie durch und durch mit granitischem Material« (S. 59 ff.). Lehmann wählt »Gneissglimmer-

schiefer als einen Sammelbegriff für alle Gesteinsvarietäten, welche seiner Ansicht nach aus der Addirung des zweiglimmerigen Glimmerschiefers mit Granit hervorgehen, so dass feldspathführende Glimmerschiefer, Schiefer mit mehr oder weniger reichlichen Granitflammen und linsenförmigen Injectionen, sowie glimmerreiche Gneisse von gleichmässigerer Structur darunter verstanden sind. An der Eisenbahnstation Wolkenburg finden sich im Contact mit einem 18 m mächtigen eruptiven Lagergang von Granit neben durchflasernden »granitischen« Flammen im Gneissglimmerschiefer auch local solche von reinem Quarz, welche nicht minder mit Granit in Verbindung gebracht werden; bei aufmerksamer Betrachtung finde man, dass das Material beider auch entschieden gangförmig aufsetzt und mehrere Flammen mit einander in Zusammenhang treten. Im Liegenden zeigt sich im Granit selbst eine wirre Durchflechtung: »hier erscheint der Schiefer als fremde Flaser im Granit, dort erscheint der Granit als linsenförmige Injection im Schiefer, bald gegen jenen zurücktretend, bald wiederum noch einmal die Herrschaft erlangend«. Auf den ersten Blick möge es wohl scheinen, als ob die Quarzflammen und -Gänge nichts mit den Graniten zu thun haben, allein sie verknüpfen sich unmerklich mit ihnen, werden körnig, führen Glimmer und nehmen Feldspath auf. Ja die Turmaline, welche in den Glimmerhäuten stecken, sollen auch noch dem Granit ihren Ursprung verdanken, ebenso grösstentheils die Quarzknauer mit Andalusit in den Garbenschiefern.

Manchem mag es schwierig sein, sich den Mechanismus solcher supponirten Vorgänge zu einer befriedigend klaren Vorstellung zu bringen. Dass in den meisten Fällen dasjenige Material, welches als granitische Injection gedeutet wird, ganz isolirt in dem Schiefer vorkommt und die einzelnen Partieen desselben gegenseitig in keiner unmittelbaren Verbindung stehen, lehrt der Augenschein. Eine Penetration mit granitischem Magma, welche an sich gar nicht geleugnet werden kann, würde ferner immerhin höchstens wohl nur ein ganz localer Grenzprocess von kurzer Erstreckung sein, und die Gesteinsbeschaffenheit von Gneissen und feldspathführenden Glimmerschiefern, welche viele Quadratkilometer weit anstehen, scheint auf diesem Wege schwerlich erklärt werden zu können. Die Theorie erheischt sodann eine weiter nicht begründete, unbegreifliche Differenzirung des granitischen Magmas in Partieen von solcher chemischer Zusammensetzung, dass sie z. Th. reinen Feldspath, z. Th. reinen Quarz liefern. Insbesondere muss diese Additionstheorie die Frage ganz ungelöst lassen, wie es geschehen kann, dass so oft in schmalen Abständen aber in vielfacher Wiederholung und auf sehr weite Entfernung hin feldspathführende und feldspathfreie (also von der Injection nicht mit betroffene) Schieferlagen mit einander abwechseln.

Gneiss.

Der Name Gneiss, Gneuss oder Kneiss ist eine alte Benennung, mit welcher der erzgebirgische Bergmann ursprünglich das meist im mürben zersetzten Zustand befindliche Nebengestein seiner edlen Erzgänge bezeichnete. Zufolge Kalkowsky

lässt sich das Wort aus den Sprachen der früher im Erzgebirge weiter verbreiteten slavischen Völker leicht erklären. »Russisch gnit', poln. gnić, wend. gnisch heisst faulen; davon durch Umlaut z. B. kirchenslavisch gnoischtsche, poln. gnòy, wend. gnoj der Mist; es bezeichnet demnach der Name Gneiss nur, dass das Nebengestein der Gänge mürbe, zersetzt, nach der Auffassung des gemeinen Mannes verfault ist« (Die Gneissformation d. Eulengebirges 1878. 14).

Der meiste Gneiss zeigt bezüglich der Natur seiner Hauptgemengtheile die grösste Analogie mit dem Granit. Zum Wesen des eigentlichen Gneisses gehört das jedesmalige Dasein von Kalifeldspath, Quarz und von einem triklinen Kalknatronfeldspath oder Natronfeldspath; doch hat man sich im Lauf der Zeit veranlasst gesehen, gewisse zu den Gneissen gerechnete Vorkommnisse, welche sich u. d. M. als frei von Kalifeldspath erweisen und blos Plagioklas enthalten, um des sonstigen Zusammenhangs willen nicht von dem Gneissbegriff auszuschliessen, welcher sich daher in dieser Hinsicht nicht völlig mit dem des Granits deckt. Wesentliche Bestandtheile der Gneisse im Allgemeinen bilden aber noch ausserdem Magnesiaglimmer, Kaliglimmer und Hornblende, welche indessen nicht in sämmtlichen Gneissen vorkommen, sondern einzeln oder zu zweien auf gewisse Abtheilungen derselben beschränkt sind. — Doch sind die Feldspathe, Quarze und Glimmer (sowie Hornblenden) in anderer Structur als beim Granit mit einander verbunden. Der Feldspath bildet in der Regel mit dem Quarz ein körniges Gemenge, welches durch einzelne Flasern oder Blätter von Glimmer, die in paralleler Weise vertheilt sind, ein schieferiges Gefüge erhält. Diese parallel gelagerten Glimmerblätter rufen auch eine ausgezeichnete Spaltbarkeit hervor. Auf den Spaltungsflächen gewahrt man meist nur die Glimmerflasern und das Gestein gleicht dort oft einem Glimmerschiefer, bei Betrachtung des Querbruchs sieht man indessen, dass der Glimmer keinen so grossen Antheil an der Zusammensetzung besitzt, wie es auf den Spaltungsflächen den Anschein hat, indem seine durch das körnige Feldspath- und Quarzgemenge sich hindurchziehenden Lagen nur dünn sind.

Was die weitere Eintheilung der Gneisse nach der mineralischen Zusammensetzung anbetrifft, so ergeben sich hier zunächst gewisse Gruppen, welche bezüglich der Natur der Gemengtheile völlig mit den bei den Graniten hervortretenden übereinstimmen, je nachdem Feldspathe und Quarz von je einem oder von beiden Glimmern, oder von Hornblende allein oder von dieser nebst Biotit begleitet werden:

Biotitgneiss, Muscovitgneiss, Zweiglimmeriger Gneiss } Glimmergneiss
Hornblendegneiss
Biotit-Hornblendegneiss.

Die Glimmergneisse sind unter diesen und überhaupt ohne Zweifel (wie auch die entsprechenden Glieder beim Granit) am weitesten verbreitet. Unter Gneiss schlechthin pflegt daher auch in der Regel Glimmergneiss verstanden zu werden.

Da die Glimmergneisse und die Hornblendegneisse durch eine Anzahl petrographischer Eigenthümlichkeiten, so z. B. die Natur der accessorischen Gemengtheile immerhin einigermassen von einander gesondert sind, so mögen dieselben zunächst getrennt von einander besprochen werden.

An diese beiden Hauptgruppen reiht sich dann noch eine Anzahl von Gneissabarten, welche durch das Auftreten von diesem oder jenem charakteristischen Mineral ausgezeichnet sind und sich grösstentheils als eigentlich zum Glimmergneiss gehörig erweisen, z. B. Granatgneiss, Cordieritgneiss, Fibrolithgneiss, Eisenglimmergneiss. — In anderen Gneissgesteinen spielt anstatt des gewöhnlichen Glimmers ein talk- oder chloritähnlich aussehendes Mineral eine Rolle; dafür der alte Name Protogingneiss. — Ferner hat man in geologisch zum Gneiss gehörigen, Quarz und Feldspath führenden Gesteinen auch einen Gehalt an Pyroxen erkannt, welcher gewissermassen den Glimmer oder Amphibol vertritt. So ergibt sich noch die weitere kleine Gruppe der Pyroxengneisse, welche durch bisweilen eintretende aussergewöhnliche Gemengtheile, z. B. Skapolith, Wollastonit, sowie noch einige andere Eigenthümlichkeiten, immerhin eine besondere Stellung einnimmt und sich am weitesten von dem sonstigen Gneissbegriff entfernt.

Glimmergneisse.

Der Feldspath in den Glimmergneissen ist in der Regel theils Kalifeldspath (Orthoklas, Mikroklin), theils Kalknatronfeldspath (Plagioklas); während der letztere immer vorhanden ist, gibt es doch auch manche Vorkommnisse, welche bei näherer Untersuchung sich frei von Orthoklas erweisen; ob dieses Verhältniss für grössere Massen constant ist, bleibt noch festzustellen.

Der Orthoklas, meistens in krystallinischen Körnern erscheinend, ist von weisser, grauer, gelblicher, seltener röthlicher Farbe mit deutlichem Perlmutterglanz auf den Spaltungsflächen (manchmal etwas adularähnlich); durch Eisenoxyd roth gefärbte Orthoklase sind für manche Gneisse charakteristisch. Treten grosse ausgebildete Feldspathkrystalle meist als Zwillinge aus dem Gneissgemenge hervor, so entsteht ein porphyrähnlicher Gneiss (so an der Norwick-Bay auf der Shetlandsinsel Unst, in Böhmen zwischen Töpel und Theising; bei Rio de Janeiro sah v. Hochstetter einen etwas Granat führenden Biotitgneiss mit handgrossen Orthoklaszwillingen); haben die Feldspathkrystalle eine tafelförmige Gestalt, so liegen sie wohl nach dieser Richtung und mit der Schieferung parallel. Wenn die Feldspathkrystalle einen etwas abgerundeten, linsenförmigen Umriss besitzen, so schmiegt sich die Schieferung der Glimmerblättchen wellig um dieselben herum, und da der Querbruch des Gesteins alsdann augenförmige Gestalten darbietet, hat man solche Gn.e Augengneisse genannt (ausgezeichnet z. B. am Rockelmann bei Schwarzenberg im Erzgebirge, bei Redwitz im Fichtelgebirge, nach Kittel in der Umgegend von Aschaffenburg, nach G. A. Koch im mittleren und unteren Gebiet des tiroler Pitzthals, im

Silvretta- und Flüela-Gebirge, nach L. von Buch und Naumann am Snehaetta auf dem Dovrefjeld in Norwegen, nach Hausmann bei Jönkjöping in Schweden). Die Feldspathe der Augen zeigen oft deutliche Zonenstructur; bei einigermassen dicken Schliffen ist undulöse Auslöschung nichts Ungewöhnliches. Doch bestehen die Augen keineswegs blos aus Orthoklas, auch Mikrokline, Mikroperthite und namentlich noch Plagioklase bilden gleichfalls solche linsenförmige Anschwellungen. Bisweilen sind es Aggregate von vielen Feldspathindividuen, welche zu förmlichen Knollen anschwellen; diejenigen in den Gn.en des Saazer Kreises in Böhmen halten bis 2 Zoll im Durchmesser und schliessen kleine Quarzkörner, Magnetit, Glimmer, Chlorit und Talk ein (Knollengneiss Jokély's, Jahrb. geol. R.-Anst. 1857. 521). Solche Augen aus kreuz- und querliegenden grösseren und kleineren Feldspathen erwähnt auch C. Schmidt aus den Adulagneissen. Linsen von Quarz und Feldspath im Gn. von Csód in Siebenbürgen haben nach Stache oft die Grösse eines Taubeneies.

Im Orthoklas des Gn. von Schapbach wurde 1,05, in dem von Delaware Co. in Pennsylvanien 0,08% BaO gefunden. Ba und Zn enthält nach Stelzner der Orthoklas (und Plagioklas) des Gn. auf der Grube Himmelsfürst bei Freiberg; in einem Orthoklas aus dem Freiberger Normalgneiss von Beihilfe Erbstollen gibt Sauer 0,37% Ba und Spur von Sn an.

Als mikroskopische Einschlüsse erscheinen im Orthoklas: Quarz, welcher in ganz seltenen Fällen dihexaëdrische Begrenzung zeigt, ganz blassgrüne Pyroxen-Mikrolithen (Salit) oft in ungeheurer Menge, Plagioklas, Glimmer, Magnetit, Apatit, Epidot, Graphit oder kohlige Substanz, manchmal in grosser Menge bis zur völligen Trübung; Rutilnädelchen liegen in einem kohlenstoffreichen Feldspath des Gn. vom Feistritzgraben im Wechselgebirge (nach Böhm). Im Clover Cañon, Hnmboldt Mts., Nevada, enthalten die Orthoklase der sehr apatitreichen Gn.e eine ausserordentliche Masse von Flüssigkeitseinschlüssen. — Der Orthoklas setzt sich einerseits in Muscovit, andererseits in Kaolin um, auch kommt eine Umwandlung in Epidot vor.

Neben oder anstatt des Orthoklases wird, wie in den Graniten, sehr vielfach Mikroklin beobachtet, z. Th. mit Albit verwachsen; z. B. bei Bodenmais, im Arlbergtunnel, in den Biotitgneissen (und Augitgneissen) von der Rothenburg am Kyffhäuser (nach Dathe), im grobkörnigen Muscovitgn. am Silberrück auf dem rechten Murgufer bei Gaggenau im Schwarzwald (E. Weber), in dem rothen Gn. von Hauenstein bei Laufenburg im s.w. Gneissgebiet des Schwarzwalds, im n. Theil des Gotthardtunnels (A. Sjögren), im Adulamassiv (C. Schmidt), im Biotitgn. von Roguedas bei Vannes in der Bretagne (Cross), in dem Biotitgn. von Costina und Caldas in Brasilien (nach Machado vorwaltend), in argentinischen Gn.en; neben vorherrschendem Orthoklas nnd Oligoklas in den grauen Augengn.en von Vaxholmen und Nortelge in der schwedischen Landschaft Roslagen (Svedmark). — Nicht selten scheint der Mikroklin vor dem Orthoklas krystallisirt zu sein, wie dies auch Kotō für japanische Gn.e bemerkt.

In ähnlicher Weise wie im Granulit gewinnt auch, freilich wohl seltener,

hier der Kalifeldspath eine feinfaserige Ausbildung, welche Beschaffenheit durch Einlagerung von äusserst zarten pfriemenförmigen Plagioklaslamellen hervorgerufen wird. Ob es bei diesem sog. Mikroperthit (vgl. I. 214) Orthoklas oder Mikroklin ist, welcher dieselben enthält, lässt sicht nicht allemal sicher entscheiden. Insbesondere wies zuerst Becke auf solchen Mikroperthit in den Gn.en des niederösterr. Waldviertels hin; wo die Structur eine gröbere ist, zeigen die stärker lichtbrechenden spindelförmigen Plagioklaslamellen (von Oligoklas-Albit) in dem Kalifeldspath eine Auslöschungsschiefe von + 17,7° gegen die Kante *PM*; die Richtung der Lamellen bildet auf *M* mit den Spaltrissen nach *P* einen Winkel von 106° 2′. Weiter beobachtete v. Foullon in den Muscovitgn.en des Arlbergtunnels Verwachsungen von Mikroklin mit Albit zu Mikroperthit, äusserlich häufig als Karlsbader Zwillinge ausgebildet; der aus den Auslöschungsschiefen bestimmte klarere Albit waltet über den interpositionsreichen und trüberen Mikroklin vor, welcher fast nie ausgesprochene Gitterstructur zeigt und dessen Natur ebenfalls aus der Auslöschungsschiefe erschlossen wurde; die Contourirung der beiden Feldspathe sowie ihre Verwachsungsweise sind recht unregelmässig. Mikroklinperthit in späthigen Massen enthält zusammen mit Fibrolith der Gn. von Couëron im Dép. Loire inférieure; der mit Albit durchwachsene Mikroklin zeigt auch hier nicht die gewöhnliche Gitterstructur und wäre leicht mit Orthoklas zu verwechseln, wenn sich nicht auf 0P die charakteristische Auslöschungsschiefe von 10°—15° zeigte (Baret, Bull. soc. min. V. 1882. 176). Besonders gross sind nach Wulf die sowohl im Mikroklin als im Orthoklas eingelagerten Linsen und Spindeln im quarzarmen Gn. von Haikamchab im Herero-Lande, wo sie bei einer Breite von 0,02 mm bis 0,20 mm lang werden. Mikroperthit findet sich auch z. B. zwischen Hutzenbach und Schönegrind im Schwarzwald (E. Weber), im mittelkörnigen Granitgn. von Tschifu in der nordchinesischen Provinz Schantung (Schwerdt), in argentinischen Gn.en (B. Kühn).

Der Plagioklas der Gn.e ist manchmal an der Peripherie frischer als im Inneren, was vielleicht in gewissen Fällen durch secundäres Weiterwachsen hervorgebracht wird; öfters beschränkt sich die Lamellirung auf den äusseren Rand. Namentlich bei guter Lamellirung sind oft Brucherscheinungen zu beobachten, unter Ausheilung der Spalten durch ungestreiften Feldspath oder Quarz, auch gekrümmte Lamellen. Der Plagioklas ist manchmal grünlich, und diese Farbe wird durch Einlagerungen von z. B. Partikelchen von Epidot oder einem blassgrünen Pyroxen erzeugt. Eine Umwandlung in eine pseudophitähnliche Substanz erwähnt Wulf an Gn.en aus dem Herero-Lande, Liebisch in einem Hornblendegn. von der Ostseite des Werchberges bei Grochau. — In den Centralgn.en des n.-österr. Waldviertels gehört frei entwickelter Plagioklas (abgesehen von den spindelförmigen Lamellen im Mikroperthit) zu den grössten Seltenheiten, während die zunächst darunter einfallende mittlere (ältere) Gneissstufe oft den Plagioklas herrschend hält (Becke).

Wie im Granit scheint in den meisten Fällen der Plagioklas wohl dem Oligoklas anzugehören; doch ist auch das Auftreten von Albit durch manche

Feststellungen gewährleistet. Die ersten Nachrichten über die Gegenwart von Albit oder eines diesem genäherten Plagioklases stammen von Kersten, welcher im Freiberger grauen Gn. einzelne grosskörnig-krystallinische Concretionen von »Periklin« nachwies mit 67,92 % SiO_2, 8,01 Na_2O auf 2,55 K_2O, doch kam das Mineral seltener als eigentlicher Gemengtheil, meist in Ausscheidungen vor, von Chlorit begleitet (Journ. f. prakt. Chemie XXXVII. 172; N. Jahrb. f. Min. 1847. 210). Die auf Grund von Ermittelungen des spec. G. von Jenzsch ausgesprochenen Deutungen des Plagioklases in den rothen erzgebirgischen Gn.en als Albit sind wohl nicht zulässig. — In »etwa nussgrossen (augenartigen) Ausscheidungen« eines weissen plagioklastischen Feldspaths aus dem Drehfelder Gn. bei Freiberg fand Rube 66,99 % SiO_2, 12,10 Na_2O, 0,74 K_2O; spec. Gew. 2,61 (Z. geol. Ges. XIV. 1862. 49). In den Freiberger Gn.en scheinen die Albite auf grössere Ausscheidungen beschränkt zu sein. — Plagioklas aus dem Muscovitgn. n. von Kupferberg in Böhmen von 2,615 spec. Gew. hält nach Sauer's Analyse u. a. 69,66 SiO_2, 11,86 Na_2O, 0,48 CaO, ist also fast reiner Albit (Sect. Kupferberg, 1882. 11). Auch die (unvollständige) Analyse eines Feldspaths aus dem Muscovitgn. des Wagenbachgrundes (Sect. Zöblitz) von Sauer deutet einigermassen auf Albit. — In dem blos hellen Glimmer führenden quarzreichen sog. Weisssteingneiss der Münchberger Partie (Fichtelgebirge) wurde der vorherrschende Feldspath durch die Analyse von Schwager als Albit erkannt. — Einer der ca. 5 mm Durchmesser und oft deutliche Krystallumrisse besitzenden Feldspathe aus dem typischen Gn. des Wechselgebirges ergab den Winkel der Spaltungsflächen $P:M = 87°$, auf P eine Auslöschungsschiefe von $+ 4,7°$, auf M eine solche von $+ 19,4°$, was alles sehr gut mit Albit übereinstimmt. Die Gegenwart von Orthoklas in dem Gestein ist überhaupt zweifelhaft. Die Albite sind ganz frisch, aber dermassen mit Einschlüssen der anderen Gemengtheile überladen, dass einzelne Partieen selbst u. d. M. bei schwacher Vergrösserung ganz schwärzlich erscheinen (Böhm, Min. u. petr. Mittheil. V. 1883. 201). — Eine Anzahl von Untersuchungen an Feldspath-Spaltblättchen aus den Biotitgn.en des Arlbergtunnels ergab v. Foullon Auslöschungsschiefen auf M von $+ 19,5°$, auf P von $+ 3,5°$ bis $5,5°$, was auf Albit deutet. Neben diesem vorwaltenden Albit enthalten die Gesteine aber auch gewöhnlich etwas Orthoklas, letzteren meist als grössere Ausscheidungen. Bei den von ihm erwähnten »Albitgneissen« aus den Radstädter Tauern gründet sich indess die Bezeichnung des Feldspaths nicht auf eine wirkliche Bestimmung, sondern »lediglich auf die Gleichheit der Gesteine« mit den »Albitgneissen« des Wechsels. — Auch die Feldspathe des (untercarbonischen) Gn. von der Würmalp bei Kaisersberg in Steiermark werden von v. Foullon als Albit erklärt. — Nach v. Foullon und Goldschmidt (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 17) kommt auch auf Syra epidotreicher, bisweilen etwas Glaukophan führender Albitgn. vor, doch wird die Albitnatur der mit grünlichgelben Glimmerblättchen vollgepfropften Feldspathe hier allerdings nur vermuthet, Zwillingsstreifung, und dann blos allerfeinste, ist nur ab und zu zu sehen. Von Ehrenburg wurde die Verbreitung von Albitgn.en auch auf der Insel Milos (welche

auch Glaukophangesteine theilt) nachgewiesen; der lamellirte Feldspath hat das spec. Gew. 2,62 (Die Inselgruppe v. Milos, Leipzig 1889. 100). — Nach Sterry Hunt (Geology of Canada 477) führt mancher granathaltige Gn. aus der Nähe des Lake of three Mountains am Rivière rouge Albit. — Nur äusserst selten sind basischere Plagioklase erkannt worden: in einem biotitreichen augitführenden Plagioklasgn. von Hohenstein an der Krems (niederöst. Waldviertel) fand Becke an dem Plagioklas in Platten parallel *P* eine Auslöschungsschiefe von — 4,6°, in solchen parallel *M* —19°, was auf Labradorit verweist. In zonaren Plagioklasen aus Gn. des mittleren Schwarzwalds beobachtete Weber optisch einen dem Anorthit genäherten Kern. Über den sog. Anorthitgn. aus Indien s. S. 222.

Der Quarz bildet Körner oder kleine linsenförmige Scheibchen von lichtgrauer oder weisser Farbe, Fett- oder Glasglanz, und ist meist mit dem Feldspath zu einem unregelmässig körnigen Gemenge verwachsen. Sehr häufig erweisen sich grössere Quarzpartieen deutlich aus kleinen irregulären Körnchen zusammengesetzt. Auch kommen Quarzkörnchen im Quarz vor, die nur an ihrer im polarisirten Licht abweichenden Orientirung erkannt werden. — Einschlüsse im Quarz sind: Biotit, Orthoklas, Plagioklas, Augit, Sillimanit, haarförmiger Rutil, Epidot, Apatit, Zirkon, Graphit, Magnetit, Eisenglanz. In den Quarzen des Biotitgn. von Roguedas, Bretagne, sah Cross vollkommen ausgebildete Individuen von Orthoklas (ca. 0,1 mm gross) eingewachsen, an denen man ∞P, ∞P̶∞, 0P, P̶∞ sämmtlich oder zum Theil unterscheiden kann; auch enthält hier der Quarz die schönsten Biotitkryställchen. Flüssigkeit, darunter manchmal solche von Kohlensäure, ist oft sehr reichlich, während die Quarze anderer Gn.e wieder ganz auffallend arm an Flüssigkeitseinschlüssen sind. Über die Einschlüsse flüssiger Kohlensäure in den Quarzen des Gotthard-Gneisses vgl. H. Vogelsang in Pogg. Annalen CXXXVII. 265 und F. Z., Mikroskop. Besch. 1873. 464, wo auch hervorgehoben wird, dass die äussere Partie von innerlich bläschenführenden Doppeleinschlüssen einer glasigen Substanz sehr ähnlich aussieht, wie ferner auch hier blassgrünlichgelbe Einschlüsse vorkommen, welche mit ihren tiefdunkeln Bläschen vollkommen Glaseinschlüssen im Quarz gleichen. v. Chrustschoff hat diese Gebilde später weiter studirt (Sur les inclusions probablement hyalines dans le gneiss granitique du St. Gotthard, Bull. soc. min. VII. 1884. 161); er fand in ihnen auch mehrere Bläschen und ist sehr geneigt, sie für Glaseinschlüsse zu halten, glaubt aber nicht, dass hier ein durch dynamische Kräfte schieferig gewordener Granit vorliegt, dessen Quarze primäre Glaseinschlüsse enthielten, sondern dass diese anscheinenden Glaseinschlüsse im Quarz secundär und durch Schmelzen von Glimmermikrolithen entstanden sind, innerhalb und an denen sie sich gewöhnlich finden.

Nach Kalkowsky setzen im Eulengebirge in dem körnig-schuppigen Gn. der unteren Stufe die Bänder von Flüssigkeitseinschlüssen fast nie aus einem Quarz-Individuum in ein unmittelbar daneben liegendes hinüber, in der unteren Etage der oberen flaserigen Gneissstufe geschieht dies nicht selten, in der oberen Etage der letzteren oft. In dem körnig-schuppigen Gn. der unteren Stufe hat der Quarz ganz entschieden das Übergewicht über den Feldspath in Bezug auf die Ten-

denz zur Formausbildung, in der unteren Etage der oberen flaserigen Gneissstufe ist dies weniger der Fall; in der oberen Etage der letzteren erscheint der Feldspath mit einzelnen Krystallflächen, während der Quarz fast nur noch dann eine Andeutung eigener Form besitzt, wenn er im Feldspath eingebettet liegt.

Orthoklas und Quarz gehen mitunter eine schriftgranitische Verwachsung ein; bisweilen ist es keine eigentlich typische Implication, aber doch insofern etwas ähnliches, als in grösseren Feldspathen viele kleine Quarzkörnchen eingewachsen sind, welche alle gleichzeitig auslöschen. — Sonderbarer Weise nennt Michel Lévy die rundlichen bis unregelmässig begrenzten Quarzkörner, welche in irregulärer Vertheilung in den Orthoklasen eingewachsen sind, »quartz de corrosion« und stellt sich vor, dass dieselben z. Th. secundär seien, entstanden dadurch, dass Trümmerchen von alten Quarzkörnern, im Feldspath eingeschlossen, sich später vergrössert hätten (Bull. soc. géol. (3) VII. 1879. 846). Die Erscheinungen selbst fordern wohl nicht unmittelbar zu einer solchen fernliegenden Deutung auf, und mit dem gedachten Vorgang steht übrigens die Bezeichnung gar nicht im Einklang. Wo Quarzpartieen aus einem mosaikartigen Aggregat kleiner rundlicher Körnchen bestehen, redet er von »quartz granulitique«.

Die Glimmer sind theils dunkle Biotite, theils helle Muscovite; beide bilden nur selten scharf begrenzte Lamellen, erscheinen meist als abgerundete lappige oder zerfetzte Blättchen. Der Biotit besitzt oft einen so kleinen optischen Axenwinkel, dass er fast einaxig zu sein scheint. Im Allgemeinen hat der Biotit viel mehr die Neigung, verwobene Membranen zu bilden, als isolirt in einzelnen Schuppen aufzutreten, während dies bei dem hellen Glimmer gerade umgekehrt der Fall ist. — In manchen Gn.en zeigt der frische Biotit auch grüne Farbe. Die z. Th. an Eisenoxyd reichen Biotite können als Einschlüsse enthalten: Apatit, Granat, Zirkon, Pyroxen, Epidot, Erz. In den Biotiten mancher Gneisse ist insbesondere durch Sandberger ein Gehalt an schweren Metallen nachgewiesen, an Ni, Co, Cu, Pb, Sn, As, Bi, Ag (vgl. Berg- u. hüttenmänn. Zeitung 1877. Nr. 44 u. 45; N. Jahrb. f. Min. 1877. 112), auch an Borsäure im dunkeln Kali-Eisenglimmer aus den Gn.en von Schapbach und Wolfach im Schwarzwald und von Grossrückerswalde im Erzgebirge (Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 171). In den braunen Glimmern der Freiberger Gn.e konnten aber von Schulze nur äusserst geringe Spuren blos von Ni und Co constatirt werden (ebendas. 1884. I. 274). Zufolge Dathe ist Li in den meisten Biotiten und Muscoviten der Gn.e im Eulengebirge zugegen. In zwei Biotiten aus dem Freiberger Gn. fand Scheerer 3,06, resp. 3,64 % TiO_2; der eine war reicher an Fe_2O_3, ärmer an FeO und K_2O, bei dem anderen verhielt es sich umgekehrt. Arth. Becker erhielt bei der sehr sorgfältigen Analyse höchst reinen Biotitmaterials aus dem normalen Freiberger Gn. u. a. 34,70 SiO_2, 17,17 Al_2O_3, 2,11 Fe_2O_3, 19,05 FeO, 9,52 MgO, 8,91 K_2O, 4,58 TiO_2, also eine an Haughtonit erinnernde Zusammensetzung (Z. f. Kryst. XVII. 1890. 130). — Eine Umwandlung erfährt der Biotit, z. Th. unter Ausscheidung von sagenitartigen Rutilnädelchen, durch Bleichung oder durch Grünlichwerden; im ersteren Falle darf er nicht mit Muscovit oder Talk verwechselt

werden. Endproducte der Zersetzung sind Chlorit und Epidot. — Der Muscovit ist ganz farblos, lichtgrünlich oder hellgraulich, in den letzteren Fällen nicht ohne Pleochroismus; dieser Kaliglimmer geht öfter mit dem Biotit parallele Verwachsungen ein, die sich durch ihre gleichzeitige Auslöschung als solche bekunden: entweder umhüllt der erstere den letzteren, oder eine Lamelle ist an dem einen Ende farblos, an dem anderen ohne Übergang und unvermittelt dunkel gefärbt. Der grüne Glimmer mit perlmutterartigem Metallglanz in den Gn.en des Adulamassivs, bald einaxig, bald zweiaxig, ist ebenfalls ein Kaliglimmer mit ca. 10 % K_2O, aber mit ca. 48 % SiO_2 zu den kieselsäurereicheren Phengiten gehörig (Wülfing). — In diesen Gn.en ist bald nur eine Glimmerart vorhanden, bald sind beide vereinigt, woraus sich die S. 185 genannten drei Abtheilungen ergeben.

Von den reichlichen accessorischen Gemengtheilen erscheinen in den Glimmergneissen: Granat, makroskopisch häufiger als im Granit, spärlicher als im Glimmerschiefer, mikroskopisch, wenn auch vereinzelt, wohl in der Mehrzahl der Gn.e zu finden; meist rother und brauner Eisenthongranat in krystallinischen Körnern oder Krystallen (∞O allein oder ∞O. 2O2); oft zonar aufgebaut, in skelettähnlich schriftgranitartiger Verwachsung mit Quarz und Feldspath; führt ausserdem Einschlüsse von Rutil, Spinell, Magnetit, Glimmer, Epidot; manchmal förmlich perimorphosenartig, indem die Granatsubstanz nur als eine Haut über ein Aggregat fremder Mineralien gezogen ist. Er wandelt sich namentlich in Chlorit um. Die Granaten scheinen in glimmerreichen Gn.en häufiger zu sein als in feldspathreichen. Makroskopische Granaten finden sich z. B. bei Wittichen im Schwarzwald, Erlenheim und Gadernheim im Odenwald, Königshofen und Mömbris im Spessart, Nollendorf im Erzgebirge, Budweiser Kreis im s. Böhmen, am St. Gotthard, in der Umgegend von Rio de Janeiro. Schön durchsichtiger kaneelsteinähnlicher Granat liegt im flaserigen Muscovitgn. vom Kloster Vathopedion auf der Athos-Halbinsel (Becke). Zufolge Jenzsch enthalten alle von ihm untersuchten sächsischen Gn.e (sowohl die sog. grauen als die rothen) Granat als nie fehlenden bisweilen sogar reichlich vorhandenen Gemengtheil, dessen blass colombinrothe Körner oft schon makroskopisch sind, meist von Feldspath, namentlich triklinem umschlossen (N. Jahrb. f. Min. 1867. 165); wenn dies auch nicht so verallgemeinert werden kann, so ist doch durch die sächsischen Gn.e in der That Granat meist mikroskopisch weit verbreitet. In dem Biotitgn. des Arlbergtunnels fehlt der Granat fast nie.

Schwarzer Turmalin, in Säulen und langen dünnen Nadeln, manchmal büschelweise zusammengruppirt, wie es scheint, namentlich in Muscovitgn.en weit verbreitet, aber doch auch den sächsischen grauen Gn.en nicht fehlend, z. B. als Mikrolithen in den Freiberger Biotitgn.en fast allgegenwärtig. Im Turmalin des Gn. aus dem Spessart beobachtete H. Thürach Einschlüsse von Magnetit, Apatit, Quarz, Zirkon. Schöne grössere Turmaline liegen in sächsischen Gn.en, am Schlossberg bei Bilin und am Galgenberg bei Kommotau in Böhmen, im tiroler Zillerthal, bei Pelham in Massachusetts. Bei Marbach im

niederösterr. Waldviertel ist Turmalin mit Biotit verwachsen (Becke). Im Muscovitgn. des Arlbergtunnels wurden grosse, bis 10 cm lange tiefschwarze Turmaline, auch ganze Nester desselben gefunden (v. Foullon). Accessorisch in manchen Gn.en des St. Gotthardtunnels; im Biotitgn. zwischen Kürbül und Bakrna in Thessalien (Becke). An Quarzeinschlüssen reicher Turmalin ist häufig in den biotitarmen und muscovitreichen Gn.en des Ossolathals in Piemont (G. Spezia); auch enthalten hier quarzige Feldspathknauer bisweilen einen Kern von Turmalin. In den Muscovitgn.en von Villar focchiardo (Susa-Thal) steht sogar stellenweise der Muscovit gegen die an den Enden ausgefaserten Turmalin-Aggregate zurück (G. Piolti). In glimmerreichen linsenförmigen Partieen des grauen Biotitgn. von Karasulik im Ameralikfjord (grönländische Westküste) tritt Turmalin von Strahlstein und Quarz begleitet auf (Kornerup). Linsen von weissem Quarz und von Turmalin beobachtete Stelzner in den grauen Gn.en der argentinischen Sierra de Achala. Im Gn. des Eulengebirges fand Kalkowsky den Turmalin nirgends als eigentlichen Gemengtheil, während er doch als Nester in denselben Gn.en gar nicht selten ist. In dem sog. Granatglimmerfels des sächs. Erzgebirges bildet der Turmalin kleine abgerundete Körner.

Hornblende stellt sich hin und wieder in dem Biotitgn. accessorisch ein, meist nicht sonderlich dunkel, wohl mit Einschlüssen von Biotit, Orthoklas, Apatit; z. B. in den Gn.en des St. Gotthardtunnels, in Plagioklas-Biotitgn.en aus dem niederösterr. Waldviertel. — Von anderen Amphibolen ist zu erwähnen: Glaukophan fand Thürach im Schutt des staurolithführenden Gn. von Glattbach bei Aschaffenburg; nach C. Schmidt erscheint Glaukophan als längliche dunkelblaue Knötchen in den epidot- und granatreichen Gn.en von der Calvarikapelle zwischen Vals und Zervreila (Adula-Massiv). Nach v. Foullon und Goldschmidt sind die »Albitgneisse« auf Syra bisweilen etwas glaukophanführend. — Strohgelbe bis braune »Mandeln« eines gedritähnlichen Minerals mit blätteriger oder faseriger Structur enthält zufolge Gonnard der Gn. von Beaunan bei Lyon (Bull. soc. min. IV. 1881. 273).

Wie in den Graniten früher der Pyroxen für ausgeschlossen galt, sich aber später dennoch darin als wesentlicher oder accessorischer Gemengtheil gefunden hat, so ist dies auch bei den Gneissen der Fall. Hier ist zunächst nur von den pyroxenführenden Glimmergneissen, noch nicht von den eigentlichen Pyroxengneissen die Rede. Dieselben scheinen in der Regel recht reich an Plagioklas, aber arm an weiteren accessorischen Mineralien zu sein. Stelzner wies zuerst auf der zu Lappland gehörigen Halbinsel Kola in granat- und graphithaltigem Glimmergn. Pyroxen nach mit deutlichem Trichroismus (roth, gelbroth, blaugrün), was auf Hypersthen zu verweisen schien, während einige Längsschnitte schief auslöschten; auch in einem schwedischen Gn. constatirte er makroskopisch grünschwarzen Pyroxen, dessen rhombische oder monokline Natur unentschieden blieb (N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 103). In einem dunkelbraunen schieferigen, sehr biotitreichen Gn. im Hangenden des Kalkbruchs von St. Philippe in den Vogesen (Gneissgebiet von Markirch), welcher ausserdem Quarz, Orthoklas-

und sehr viel Plagioklas enthält, beobachtete Groth kurzprismatische Aggregate eines farblosen Pyroxens und hellgrüne faserige aus ihm entstandene Uralitpseudomorphosen. Bei Dürrnstein und bei Hohenstein im niederösterr. Waldviertel findet sich nach Becke augitführender Plagioklasgn., bestehend aus Plagioklas (Labradorit), viel dunkelbraunem Biotit, Quarz und lichtgrünem Augit, welcher mit feinfaseriger Hornblende verwachsen ist; von anderen accessorischen Gemengtheilen blos noch Apatit. Ganz blassgrüne Augitkörnchen (Salit) scheinen in manchen Gn.en des St. Gotthardtunnels verbreitet zu sein. Heddle analysirte einen »Kokkolith« aus Gn. im Contact mit Kalk von Gruagach Cliff bei Loch Ailsh in Rossshire (Z. f. Kryst. IV. 1880. 306). Lichtgrünen Augit (nebst gelbem Anatas) enthält vereinzelt der körnige Gn. vom Spitzberg bei Wolfach (Sandberger, Untersuch. über Erzgänge, Heft 2, 1885. 261). — Die von Greim aus der Gegend von Gadernheim im Odenwald erwähnten Diallaggneisse scheinen diallagführende Varietäten von Biotitgn.en und biotithaltigen Hornblendegn.en zu sein (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt 1888. Heft IX. 20).

Bläuliche Körner von Cordierit sind, auch abgesehen von den eigentlichen Cordieritgneissen (s. S. 207), in manchen Gn.en zu finden, namentlich gern von Sillimanit begleitet, und nach vielen Beobachtungen sich leicht in eine pinitartige Substanz umwandelnd; sie führen als Einschlüsse Sillimanit, Biotit, Eisenglanz, Magnetkies, Titaneisen, Spinell, Flüssigkeit. Accessorisch erscheint Cordierit in einigen Gn.en von Wunsiedel und Selb im Fichtelgebirge, neben Fibrolith in flaserigen Biotitgn.en von Dittmannsdorf und Neukrausendorf im Eulengebirge (Kalkowsky), im feinkörnigen Gn. des Frohnbachthals bei Wolfach (Sandberger). Der von Sillimanit begleitete Cordierit in anderen schwarzwälder Gn.en ist bei Unterkirnach umgewandelt in schmutzig olivengrüne, schwach fett- bis wachsglänzende milde und weiche Partieen von chlorophyllit- und praseolithartiger Substanz, ähnlich auch in einem Gn. von Todtmoos (Weber). Umgewandelten Cordierit enthält der bunte bojische Gn. zwischen Amberg, Nabburg und Luhe. Reich an Cordierit sind viele Lagen des Gn. im Canton Latour, s.w. vom Mont Dore nach Fouqué (Bull. soc. minér. IX. 1886. 293). Pinit liegt in zolldicken Krystallen im glimmerreichen Gn. am Ufer des Burn of Craig am n.w. Abhang des Buck of the Cabrach in Aberdeenshire (Heddle). Chlorophyllit erwähnt Gonnard in dem auch Almandin, Beryll, Turmalin, Apatit führenden Gn. von der Insel Barbe und den Ufern der Saône bei Lyon (Bull. soc. minér. XII. 1889. 13).

Sillimanit oder Fibrolith, Faserkiesel, d. h. mit Quarz getränkte fibrolithische Nadel- und Faseraggregate, sind in vielen Gn.en bekannt, als kleine linsenförmige Knöllchen oder Flasern, in der Gesteinsmasse selbst sowie auf den Schichtungsfugen; sie werden vielfach von einer glimmerreichen Zone umgeben und die Quarzdurchtränkung scheint von innen nach aussen zuzunehmen, so dass die äusseren Theile fast reiner Quarz sind. Auch erscheinen selbständige mikroskopische Sillimanitaggregate. Ausserdem sind mikroskopische Sillimanitprismen vielen anderen Gemengtheilen, z. B. dem Quarz, Granat, Cordierit (I. 370) einge-

streut, wie es scheint, mit Ausnahme des Feldspaths. Fibrolith und Faserkiesel sind z. B. weitverbreitet in den oberen hercynischen Gn.en des bayerisch-böhmischen Waldes, in dem Gn. der Rummelsberger Gebirgsgruppe in Schlesien; bei Rudolfswaldau im Eulengebirge enthält der feldspatharme flaserige Gn. Fibrolith in haselnussgrossen Linsen (Dathe). Reichlich in einigen schwarzwälder Gn.en, z. B. von Hutzenbach; millimeterdicke Faserkiesellagen bedecken bisweilen die Schichtflächen des Oppenauer Gn. im Schwarzwald (Weber). Mit Quarz durchwachsene Sillimanitbüschel sind auf den Schichtungsflächen mancher Centralgneisse des niederösterr. Waldviertels häufig; in manchen der dortigen älteren (mittleren) Gn.e bedecken Aggregate von reinem Fibrolith lagenweise die ganzen Schichtflächen, wobei in den Fibrolithbüscheln die Fasern nicht nur mit ihren verticalen, sondern auch mit ihren horizontalen Axen parallel orientirt sind, so dass im convergenten Licht die Axenbilder in den Büscheln erscheinen; auch finden sich sternförmig gruppirte Nadeln; diese Fibrolithgneisse sind meist reich an Quarz und Granat. In einem äusserst zähen Gn. von Pontivy im Dép. Morbihan liegen zufolge Cross die Gemengtheile in einem förmlichen Filz zartester Fibrolithnädelchen, welche auch in dem Granat stecken; in einem argentinischen Biotitgn. beobachtete Benno Kühn den Sillimanit, zu besenförmigen Büscheln vereinigt, immer auf der Grenzfläche zweier oder mehrerer Mineralien, nie als Einschluss in denselben. Im Gn. des Morvan ist Sillimanit vielverbreitet als perlmutterglänzende Aggregate allerfeinster (0,01 mm) Stengelchen (Michel Lévy, Bull. soc. min. III. 1880. 30). Über Fibrolith im Gn. der Basse-Loire vgl. Z. f. Kryst. VIII. 307. Dem Biotitgn. entstammt auch der 1802 von de Bournon als Fibrolith beschriebene Sillimanit (mit Korund) aus dem als Karnatik bezeichneten Gebiet in Ostindien.

Andalusit makroskopisch bei Langhennersdorf, Reifersdorf in Sachsen, zwischen Schöllkrippen und Unterschneppenbach im glimmerreichen Gn. des Spessarts, Lämmerwinkel in Bayern; an Andalusit, welcher makroskopische Dimensionen erreicht, reiche Gn.e fand Macpherson bei Istan am Abhang der Sierra Blanca (Serrania de Ronda) in Spanien. Stengeligen mattrothen Andalusit aus zersetztem, auch Fibrolith führendem Gn. vom Südabhang des Hill of Clashnaree in Clova, Aberdeenshire, analysirte Heddle (Z. f. Kryst. VII. 1883. 195). Es fällt auf, dass der Sillimanit (Fibrolith) so häufig, der Andalusit so selten ist. — Cyanit: Reuthberg bei Döhlau im Fichtelgebirge, Ashford in Connecticut; in den Quarzlinsen des Gn. von Reschitza im Banat fand Tschermak grüne Stengel und Säulen von Damourit pseudomorph nach Cyanit. — Staurolith makroskopisch bei Königshofen und Mömbris im Spessart, bei Radegund in Steiermark (Peters, Verh. geol. R.-Anst. 1867. 315), Landaff in Nordamerika (nach Shepard); als übermillimetergrosse Körnchen in dem quarzarmen Biotit-Plagioklasgn. von Halsbrücke bei Freiberg, hierin auch spärlicher fast farbloser Cyanit (Sauer). Nach Thürach sind in dem zweiglimmerigen schieferigen Gn. des Spessarts, z. B. der Gegend von Glattbach mikroskopische Staurolithe oft in grosser Menge enthalten, welche z. Th. in Muscovit und Pinitoid umgewandelt sind; sie führen

auch Zirkon, Rutil, Turmalin. Staurolith ist hin und wieder accessorisch in dem Gn. des Ossolathals in Piemont (G. Spezia).

Epidot. Im mittleren uud westlichen Wermland sind graue Gn.e, ganz unabhängig von ihrer sonstigen Beschaffenheit charakterisirt durch einen constanten und oft sehr reichlichen Gehalt an primärem Epidot, welcher in isolirten Körnern, als Aggregat und als Einschluss in allen Hauptgemengtheilen sowie im Titanit auftritt, an kleinen Individuen Krystallform zeigt und nicht selten als Zwilling ausgebildet ist; er enthält krystallographisch ähnliche und gleichsinnig mit ihm selbst orientirte Kryställchen, die vermuthlich Orthit sind (Törnebohm, welcher das Gestein Epidotgneiss nennt, in Stockh. geol. Fören. Förh. VI. 1882—3. 185). Epidot ist accessorisch im Ursern-Gn. des St. Gotthard, reichlich im Gn. (feldspathführenden Glimmerschiefer) von Selitschau in Thessalien (nach Becke). Epidotreich ist zufolge Schenk der Biotitgn. des Küstengebiets von Angra Pequenna; nach Götz führt der Biotitgn. von Venters Farm bei Marabastad im nördl. Transvaal schon makroskopisch gelbgrünen Epidot; ein von Pöhlmann untersuchter Biotitgn. aus dem w. Matto Grosso (Brasilien) enthält ebensoviel primären Epidot als Biotit. Der Epidot erscheint in den Gneissen oft als ein feinkörniges Aggregat, in welchem bisweilen die sämmtlichen Körnchen gleichzeitig auslöschen, so dass deren Complex ein einziges Krystallindividuum darzustellen scheint. — Der granatreiche Gn. der Ertelien-Gruben bei Ringerige in Norwegen soll nach Lang Zoisit in wirren Aggregaten quergegliederter, fein längsgestreifter Stengel und Säulen (bis 1,5 mm Durchmesser) enthalten, die meist von braunem Biotit begleitet sind (Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 494). — Orthit im Gn. des Wildschapbachthals, sowie zwischen Wolfach und Schiltach in Baden (Sandberger); eingewachsen im Epidot des Gn. vou Wermland (s. oben). Iddings und Cross fanden Orthit in deu Gn.en des Ogden- und Farmington-Cañons in Utah, des Clover Cañons in den E. Humboldt Mts., der Medicine Bow Range in Wyoming (Am. journ. of sc. (3) XXX. 1885. 111). — Beryll und Smaragd, bis 8½ Zoll lange Krystalle in Alexander Co. Nordamerika; Rathhausberg im Salzburgischen, Saetersberg in Norwegen. — Chrysoberyll zu Marschendorf in Mähren.

Apatit, makroskopisch am Rosskopf bei Freiburg in Baden, zu Klein-Gumpen im Odenwald, Sturbridge in Massachusetts, Sungangarsuk in Grönland. Mikroskopisch ist Apatit in fast allen Gn.en vorhanden, aber unregelmässig darin vertheilt, nicht selten wird er von Glimmerblättchen kranzförmig umgeben. Allerseits verbreitet z. B. u. d. M. in dem grauen Freiberger Gn.; aus 314 g feinkörnigen Gesteinspulvers isolirte Stelzner trotz der unvermeidlichen Verluste 0,5 g Apatit, d. i. 0,16 %. Überaus reich an Apatit, nach der Berechnung 2,93 %, ist ein von Rosiwal beschriebener Biotit-Oligoklasgn. nördl. vom Kenia (Ostafrika), wo der Apatit den Feldspath, Quarz und Biotit geradezu massenhaft erfüllt. In den Präparaten, wo er leicht mit Quarz verwechselt wird, pflegt er mehr rundliche Körner oder ganz kurze gedrungene Säulen, als längere prismatische Individuen zu bilden. In nordchinesischen Gn.en beobachtete Schwerdt schlanke Prismen

und runde Körner (bis 0,25 mm dick), welche nebeneinander liegen, ohne Übergangsformen zu zeigen.

Zirkon makroskopisch bei Picklerhalt und Kupplerbrunn in Illyrien, Warwick und Edenville in New-York, Trenton in New-Jersey. U. d. M. wird er, wenn auch in ungleicher Vertheilung, in den meisten Vorkommnissen gefunden, sei es direct im Präparat oder im Rückstand nach der Behandlung mit HFl, auch in dem geschlämmten Gneissschutt; wie es scheint, ist er mehr an die feldspathreichen, etwas körnigen, als an die glimmerreichen Gn.e gebunden. Er bildet z. B. einen charakteristischen mikroskopischen Gemengtheil des Freiberger Gn. (fast niemals schalenförmig aufgebaut), wo zuerst Stelzner dessen weite Verbreitung nachwies (Berg- u. hüttenm. Zeitg. 1883. 169); auch in schwarzwälder Gesteinen; zufolge Schwerdt in den Gn.en der nordchinesischen Provinzen Schantung und Liautung allgemein verbreitet; im Centralgn. des niederösterr. Waldviertels weithin aber sehr spärlich zugegen.

Von Rutil finden sich $1\frac{1}{2}$ Zoll grosse Krystalle nach Dana im Gn. von Barre in Massachusetts. Mikroskopisch ist das Mineral von weiter Verbreitung, anscheinend häufiger in den glimmerreichen als in den feldspathreichen Abarten, namentlich gern in den granatführenden. Neben den isolirten Individuen sind die bekannten haarförmigen Mikrolithen im Quarz wohl auf Rutil zu beziehen. Rutil ist z. B. sehr häufig in den »Albitgneissen« des Wechsels; in den Muscovitgn.en des Arlbergtunnels fehlt er so gut wie ganz, während er in den dortigen Biotitgn.en relativ recht reichlich ist. Eine Umsetzung erfolgt in Titaneisen. Nigrin in rundlichen geschiebeähnlich aussehenden Knöllchen findet sich ziemlich reichlich in den sog. Schuppengneissen der Gegend von Bärnau in der Oberpfalz und des angrenzenden Böhmens. — Brookit neben Zirkon erwähnt v. Chrustschoff in dem granulitartigen Gn. von den Rock Springs am Green River in Utah (Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 426).

Titanit ist in diesen Glimmergneissen nicht eben häufig; mehrfach in Skandinavien, nach Vélain im grauen biotitreichen Gn. vom Südende des Baikalsees (z. Th. in Biotit eingeschlossen) und am Ussuri, n. von Wladiwostok, nach v. Lasaulx an den Neven-Dumont-Fällen des Moanja oder Batanga in Westafrika.

Magnetit, Titaneisen, Eisenglanz scheinen sich gegenseitig auszuschliessen; in manchen grösseren Gneissarealen ist gar kein Magnetit vorhanden, sondern statt dessen Eisenglanz. — Feine Partikelchen von Magnetit oder Eisenkies bilden oft die sog. Fahlbänder, d. h. in ihrer Gesammtheit wolkenähnliche gleichmässige Imprägnationen, welche bestimmten Zonen des Gneissschichtensystems mit parallelem Streichen oft auf meilenweite Erstreckung hin folgen; innerhalb dieser Zonen können sich auch die Erzpartikelchen zu flach linsenförmigen, flötz- oder stockähnlichen Lagerstätten anreichern, welche dann so in dem Fahlband eingelagert sind, dass die Flächen ihrer grössten Ausdehnung parallel verlaufen der Schichtung des Gneisses. Ausser den genannten Erzen betheiligen sich auch Kupferkies, Zinkblende, Kobaltkies an der Zusammensetzung

dieser Fahlbänder (Skandinavien, Canada, New-York). — Eisenkies, Magnetkies, letzterer z. B. ganz constant in den Freiberger Gn.en, wo er einen Gehalt an Ni und Co führt (Stelzner, N. Jahrb. f. Miner. 1884. I. 274). — Molybdänglanz: Tannhausen in Schlesien, Brieg im Wallis, Bornholm, mehrorts in Maine, Massachusetts und Connecticut.

Graphit tritt, wie es scheint, besonders gern mit Granat vergesellschaftet, bisweilen anstatt des Glimmers ein und verdrängt diesen sogar: Passau in Bayern, Zweiglimmergn.e zwischen Langenbielau und Lampersdorf in Schlesien, Varietäten des unteren Gn. von Markirch in den Vogesen, grauer Gn. (mit grauem Orthoklas und Biotit von Tunaberg in Schweden; im Gn. von Ceylon ist Graphit eingewachsen in Blättchen und ausgeschieden in ziemlich mächtigen Lagen z. B. bei Kurunegala, Kegalla, Avisanella unweit Colombo, Nambapana bei Ratnapura (Saffragam), Kalutara und am Adamspik in der westlichen und bei Matara und Hambantota in der südlichen Provinz (Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 12); s. weiter unten Graphitgneiss.

Durch das häufige Auftreten einiger dieser accessorischen Gemengtheile werden gewisse, später zu erwähnende Mengungsvarietäten von Gneiss hervorgebracht.

Chlorit entsteht secundär aus Biotit, auch aus Granat und Hornblende. Beimengung eines blaugrünen Chlorits von merklichem Pleochroismus erwähnt Becke in körnigen Biotitgn.en des Gebirges im N.W. von Molyvon auf der Halbinsel Chalkidike. In dem Gn. von Nabburg hat sich der Chlorit in den zersetzten Feldspathen in der eigenthümlichen Form von Helminthaggregaten angesiedelt. — Carbonate; z. B. Kalkspath in dem Gn. der Ursern-Mulde des St. Gotthardtunnels; nach Kalkowsky enthält am Pfrenschweiher bei Eslarn in der Oberpfalz der Gn. in der Nähe von Spatheisensteinlagern regelmässig vertheilten Calcit; auch im Kirchspiel Tunaberg in Schweden führt ein Gn. von sandsteinähnlichem Habitus Calcit und Dolomit; ferner enthält der wahrscheinlich dem Cambrium angehörende Gn. von Hirschberg in Thüringen schichtenweise Carbonspäthe (Lithologie 174). Kalkspath in ziemlicher Häufigkeit beobachtete Küch im Gn. von Ngotu im westafrikanischen Kuilugebiet. In den Albitgn.en des Wechsels kommen Pseudomorphosen von Limonit nach einem rhomboëdrischen Carbonat, wohl nach Ankerit vor. — Gyps und Anhydrit werden von A. Sjögren in dem Gn. des St. Gotthardtunnels angegeben. — Kleine tafelförmige Anatase als Neubildungsproduct erhielt Thürach beim Schlämmen aus mehreren zersetzten Gn.en des Spessarts, sowie aus den daraus hervorgegangenen Schutt- und Lehmmassen, in der Regel auch zusammen mit Zirkon und Rutil, desgleichen mit Turmalin und Staurolith.

Auf Klüften und Drusen erscheinen als secundäre Mineralien: Quarz, Chalcedon, Hyalit, Feldspathe, Epidot, Glimmer, Talk, Chlorit, Titanit, Rutil, Anatas, Stilbit (Miagegletscher am Mont Blanc, Beura in Piemont), Chabasit (Hadlyme in Connecticut), Analcim (Brunsberg in Wermland, Yonkers in New-York), Apophyllit (in Quarzdrusen des Freiberger Gn., St. Gotthard), Prehnit

(Bellows Falls in Vermont), ferner Beryll, Turmalin, Apatit, Flussspath, Gyps, Carbonate, Eisenglanz.

Bei vollkommener Zersetzung gehen aus dem Glimmergneiss sandige Thone mit mehr oder weniger Eisengehalt hervor. In den Tropen entsteht alsdann ein Theil desjenigen, was man Laterit genannt hat; nach F. v. Hochstetter wandelt sich die Oberfläche der brasilianischen Gneissmassen in ausgedehntestem Maassstabe in einen rothen sandigen Lehm um (von den Brasilianern Barra Vermelho genannt), welcher vollkommen dem Laterit der englischen Geologen entspricht. Eine ebenso tiefgehende und vollständige, durch das feuchte nasswarme tropische Klima rasch vermittelte Zersetzung des Gn. in ganz dieselbe Masse beobachtete v. Hochstetter auch auf Ceylon (Geologie d. Novara-Exped. II. 1866. 14).

Sehr bemerkenswerth sind die Untersuchungen, welche Stelzner über die lettenartig zersetzten Freiberger Gn.e angestellt hat, welche sich theils unmittelbar unter der Humusdecke finden (dann Gems genannt), oder als »aufgelöster Gneiss« das mit allerhand Erzen imprägnirte Nebengestein der Erzgänge bilden. Bei der Schlämmung und mechanischen Separation dieser Producte erhielt er durch Verarbeitung grösserer Mengen als rückständige Bestandtheile der frischen Gesteine Zirkon in bisweilen geradezu staunenswerther Menge, Turmalin, Granat, Apatit (ebenfalls in sehr auffallender Quantität). Die Hauptmasse der veränderten Gn.e bildet secundärer, aus den zersetzten Hauptgemengtheilen entstandener Kaliglimmer in Schüppchen und kleinen kugeligen Aggregaten; dieser Glimmer hält ca. 0,4 % TiO_2 und ca. 0,5 SnO_2. Als weitere secundäre Bildungen treten im Gems und im aufgelösten Gneiss ausser spärlichen Quarzkryställchen oft sehr reichliche Rutile und bisweilen tafelige oder pyramidale Anatase auf, welche sicherlich aus dem braunen Glimmer entstanden sind. Die in Königswasser und HFl unlöslichen Rückstände eines aufgelösten Gn. enthielten noch 11,44 % SnO_2, weshalb äusserst feine braune Nädelchen darin wohl als Zinnerz zu deuten sind, welches entweder ebenfalls bei der Zersetzung des Biotits secundär entstand, oder aus den Gangspalten in das Nebengestein eingeführt wurde (N. Jahrb. f. Miner. 1884. I. 271).

An dieser Stelle müssen auch die oft gebrauchten Namen »rother« und »grauer« Gneiss eine Erläuterung finden; sie beziehen sich zunächst auf die Hauptfarbe des Gesteins, welche ihrerseits durch diejenige des vorwiegenden Feldspaths (auch durch die Quantität des Glimmers) hervorgebracht wird.

Im Erzgebirge zerfallen die Gneisse in:

1) Graue Gneisse, biotitreiche zweiglimmerige Gn.e oder fast ganz muscovitfreie Biotitgn.e, mit weissen oder farblosen Feldspathen und Quarz; annähernd zusammengesetzt aus 56 % Feldspath, 19 Quarz, 25 Glimmer (zufolge Roth; nach Scheerer's minder richtiger Taxirung aus 45 Feldspath, 25 Quarz, 30 Glimmer);

2) Rothe Gneisse, mit weissem bis lichtfleischrothem Orthoklas, weissem Plagioklas, und unter den Glimmern blos Muscovit (silberweiss, weingelb, hellgrün oder lichtgrau), welcher in der Regel stark zurücktritt; die Zusammensetzung ist ungefähr 60 % Feldspath, 30 Quarz, 10 Glimmer, und jedenfalls hält der graue Gn. fast dreimal so viel Glimmer als der rothe. Es sind daher Muscovitgneisse. Die Farbe des Gesteins entspricht der Benennung in manchen Fällen erst nach Eintritt der Ver-

witterung, indem die Zersetzung interponirter Eisenglanzschüppchen ein etwas intensiveres Roth bedingt.

Während Naumann für diese erzgebirgischen Gneisse vom genetischen Standpunkt aus keinerlei Unterschiede gemacht hatte, wollten 1850 H. Müller und nach ihm v. Cotta und Scheerer hier zwei Gneissbildungen auseinanderhalten, von denen die eine zur anderen im Verhältniss durchgreifender Lagerung stände. Nur der graue Gn. sei ein Aequivalent der sog. Urgneisse anderer Gegenden, bilde vollkommen conçordant auf einander folgende, breite, mehr oder weniger concentrisch auslaufende Schichtenzonen von grossartig kuppelförmiger Architektur, gleichmässig von der Glimmerschieferformation überlagert. Der rothe Gn. (von v. Cotta Gneissit genannt) dagegen spiele dem grauen gegenüber die Rolle eines jüngeren Eruptivgesteins; von seinem grössten Verbreitungsbezirk längs der oberen Regionen des Gebirgskammes aus sollen breite, z. Th. meilenlange Arme desselben, ohne gesetzmässige Architektur nach dem Fuss des Gebirges durch den grauen Gn., ja durch Glimmerschiefer und Thonschiefer oft unter abnormen Lagerungsverhältnissen hinausgreifen; auch schliesse der rothe Gn. Bruchstücke und Schollen des grauen ein und könne auf das Nebengestein metamorphosirend einwirken. Ein weiterer Gegensatz bestehe darin, dass nur in dem grauen Gn. die reichen Silbererzgänge aufsetzen, der rothe blos Eisen- und Manganerze führe. Diese geologischen Contraste schienen nach den Analysen Scheerer's auch dadurch anfangs chemischerseits eine Stütze zu finden, dass er in dem grauen Gn. stets 64—66, in dem rothen stets 74—76 % SiO_2 erhielt, wobei er die chemische Constitution dieser beiden Gneisse durch eine stöchiometrische Formel, wie bei einer Mineralart ausdrücken zu können glaubte; später musste er freilich eine verbindende Zwischengruppe, die sog. mittleren Gneisse (amphotere graue Gneisse H. Müller's) mit 69—71 % SiO_2 einschieben, welche die anfänglich vorhanden scheinende scharfe Scheidung zwischen den beiden Extremen überbrückte.

Unter dem Einfluss der in den fünfziger und im Anfang der sechziger Jahre von Freiberg ausgehenden Anschauungen versuchte auch Jokély im böhmischen Erzgebirge im Saatzer Kreise dieselbe petrographische und geologische Unterscheidung zwischen rothem und grauem Gn. durchzuführen; ebenso trennte Lipold im n.w. Böhmen, von denselben Gesichtspunkten ausgehend, rothen und grauen Gn., und die gleiche Sonderung nahm Erdmann auch für den Gn. des Kirchspiels Tunaberg in Södermanland vor, wo im s. und s.w. Theil der graue, im n. und n.w. Theil der rothe Gn. vorwaltend auftritt.

Im ostbayerischen Grenzgebirge unterschied Gümbel 1868 ebenfalls graue und rothe Gneissvarietäten, welche indessen mit denen des Erzgebirges nicht identisch sind. Denn in diesem Gebiet sind es die grauen Gesteine eines glimmerreichen hornblendehaltigen Gneisses, welche den Glimmerschiefer zunächst unterteufen und als obere Gneissstufe auch der hercynische Gneiss genannt werden, während die dem rothen erzgebirgischen Gn. durch ihre vorherrschend röthliche Färbung entsprechenden rothen (bojischen) Gneisse unter dem grauen lagern, also zuwider den damals für das Erzgebirge gültigen Ansichten gerade älter sind als die grauen, und namentlich auch deshalb mit den erzgebirgischen nicht übereinstimmen, weil sie nicht Muscovitgneisse, sondern muscovitarme Biotitgneisse sind.

Nachdem nun aber auch schon v. Andrian im Czaslauer und Chrudimer Kreise Böhmens bei dem rothen Gn. keine Merkmale einer eruptiven Bildung erkennen konnte, sondern ihn deutlich mit den anderen Gn.en conform geschichtet befand, gleichfalls Laube nachzuweisen versucht hatte, dass im böhmischen Erzgebirge ein genetischer Unterschied zwischen rothem und grauem Gn. nicht bestehe, wurde durch die Arbeiten der geologischen Landesuntersuchung von Sachsen, insbesondere

durch H. Credner das Irrthümliche der für das Erzgebirge gültigen Anschaunngen dargethan und gezeigt, dass hierbei einerseits der Begriff »rother Gneiss« zu weit gefasst und auf granitische und granitoidische Gesteine von allerdings durchgreifender Lagerung ausgedehnt worden war, ferner auch die dem rothen Gn. zugeschriebene chemische Sonderstellung nur auf einer willkürlichen Auswahl des analysirten Materials beruhte, andererseits aber 1) der rothe Gn. flötzartige, bankförmige oder lenticuläre Einlagerungen und mehr oder weniger mächtige Schichtencomplexe zwischen den grauen Gn.en, den zweiglimmerigen Gn.en, den Glimmerschiefern und Gneissglimmerschiefern des Erzgebirges und sächsischen Mittelgebirges bildet; 2) diese rothen Gn.e durch regelmässige Wechsellagerung oder allmählichen Übergang innig mit den anderen archäischen Schichten verknüpft sind; 3) dieselben bankförmige Absonderung, Plattung, Schieferung und Schichtung besitzen, welche nicht nur unter sich und den Begrenzungsflächen der Einlagerung, sondern auch mit der Schichtung der ihr Hangendes und Liegendes bildenden anderen archäischen Schichten vollkommen übereinstimmen. Der rothe Gn. des sächsischen Erzgebirges, sowie des sächsischen Mittelgebirges ist daher ein normales Glied der archäischen Schichtenreihe.

Vgl. über diese Fragen:

H. Müller, N. Jahrb. f. Min. 1850. 592. — Berg- u. hüttenmänn. Zeit. XXII. 1863. Nr. 27. 233, daraus im N. Jahrb. f. Min. 1863. 613; ebendas. 1864. 829.

v. Cotta, N. Jahrb. f. Min. 1854. 39.

Scheerer, Jahrb. d. sächs. Bergakademie zu Freiberg 1858. 210; ebendas. 1861. 252; 1862. 188. — Göttinger Gelehrte Anzeigen 1861. 33; daraus im N. Jahrb. f. Min. 1861. 613. — Z. geol. Ges. XIV. 1862. 23. — Festschrift zum 100jähr. Jubiläum d. Bergakad. zu Freiberg 1866. 158.

Jokély, Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 446; X. 1859. 396.

v. Andrian, ebendas. XIII. 1862. 183.

Stelzner, Die Granite von Geyer u. Ehrenfriedersdorf, Freiberg 1865.

Kalkowsky, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 623 und XXVIII. 1876. 716. 745.

H. Credner, ebendas. XXIX. 1877. 757.

Die Namen rother und grauer Gneiss können daher zur Zeit in keiner anderen Bedeutung benutzt werden, als um ganz allgemein den vorwiegenden Farbeneindruck wiederzugeben. Weder geologische noch mineralogische Gegensätze hängen weiter damit zusammen, wie denn in Skandinavien, z. B. im Kirchspiel Tunaberg, in der Gegend von Götcborg ausgesprochen intensiv rothe Gneisse vorkommen, welche zwar rothen Orthoklas führen, aber Biotitgneisse sind.

Mit Rücksicht auf die makroskopische Gesteinsstructur hat man verschiedene Varietäten der Glimmergneisse unterschieden. Zumal der Glimmer ist es, welcher durch die verschiedene Form und Zusammengruppirung seiner dünnen Blättchen zur Aufstellung mancher Abarten Anlass gegeben hat. Auch ist dabei die relative Menge des Glimmers nicht ohne Einfluss, indem mit dieser die grössere oder geringere Absonderung der einzelnen Feldspath-Quarzlagen in Zusammenhang steht.

Folgende Structurabarten sind namentlich aufzuführen, wobei zunächst vorzugsweise die Benennungen von Naumann (Geognosie, I. 546) beibehalten werden:

1) Körnig-schuppiger Gneiss, gewöhnlicher Gneiss (Freiberger Normalgneiss v. Cotta). Die Glimmerindividuen bilden einzelne, unzusammen-

hängende, schuppige Lamellen, welche einander parallel, aber zerstreut in dem körnigen Gemenge von Feldspath und Quarz umherliegen und oft ziemliche Grösse erreichen.

2) Körnig-flaseriger Gneiss. Innerhalb der sehr vorherrschenden körnigen Feldspath-Quarzmasse sind spärliche, parallel liegende, zarte Flasern von Glimmer eingestreut, welche langgestreckt sind und sich seitlich nicht berühren. Sind die Glimmerflasern zudem noch klein, so fällt die Parallelstructur und Spaltbarkeit oft nur sehr unvollkommen aus, und solche Gneisse nähern sich alsdann im Handstück den Graniten, weshalb man sie auch mit dem Namen Granitgneiss bezeichnet hat. Auf dem Hauptbruch treten die Glimmerflasern nur einzeln hervor. (Sageritz bei Grossenhain, Boxdorf bei Moritzburg, Brambach im Vogtland, Höfles bei Eger nach v. Cotta.)

3) Flaseriger Gneiss. Bisweilen sind die Glimmerindividuen in grosser Anzahl vertreten und zu ausgebreiteten Flasern verwebt, welche meist langgezogen sind und mehr oder weniger unter einander zusammenhängen. Diese Glimmerflasern sind häufig wellenförmig gebogen, und indem die Wellen zu gegenseitiger Berührung gelangen, werden dadurch die dünnen Lagen des Feldspath-Quarzgemenges in linsenförmige oder lanzettförmige Partieen abgetrennt. Zumal auf dem Querbruch sieht man deutlich, wie die Glimmerflasern sich durch das Körnergemenge auf- und abschmiegen, in Form zarter, schwarzer, hin- und hergewundener Linien, während man auf den Spaltungsflächen alsdann meist nur die wellenförmigen Glimmerlagen gewahrt. Nach der Grösse der eingeschlossenen linsenförmigen Partieen des körnigen Gemenges kann man grobflaserigen und feinflaserigen, nach der Dicke derselben dickflaserigen und dünnflaserigen Gn. unterscheiden. Knotigflaserig nennt man das Gestein, wenn unter diesen Verhältnissen in seiner Masse einzelne grössere Feldspathkrystalle porphyrähnlich eingewachsen sind (Augengneiss, S. 186). Hierher gehört auch wohl der »krithische Gneiss« Becke's, von κριθή, Gerstenkorn), bei welchem zurücktretender Glimmer und Quarz »sich schliesslich auf schmale Häute reduciren, welche die runden Feldspathkörner umgeben«, die bei der Verwitterung rundlich hervortreten (Min. u. petr. Mitth. II. 1880. 43).

4) Schieferiger Gneiss, Schiefergneiss. Der Glimmer erscheint bisweilen in grossen ununterbrochenen Häuten, oder es sind viele Schuppen zu solchen stetig fortsetzenden Membranen verwebt, welche alsdann derart parallel angeordnet sind, dass sie die einzelnen dickeren oder dünneren Lagen der körnigen Feldspath-Quarzmasse von einander trennen. Auf dem Hauptbruch sieht man nichts als die Glimmerhäute, so dass derselbe hier vollkommen dem Glimmerschiefer gleicht; erst im Querbruch tritt das feinkörnige Gemenge von Quarz und Feldspath in dünnen Lagen hervor. Von dem flaserigen Gn. unterscheidet sich dieser schieferige auf dem Hauptbruch dadurch, dass er nicht wie jener etwas wellig, sondern ebenflächig-schieferig ausgebildet ist.

5) Körnig-streifiger Gneiss, Lagengneiss. Die Parallelstructur bei dieser Varietät beruht nicht sowohl in der parallelen Anordnung der Glimmer-

lamellen, als in der stetigen Aufeinanderfolge verschiedener Lagen oder Bänder, von denen die abwechselnden durch Mangel oder Armuth oder Reichthnm an Glimmerblättchen ausgezeichnet sind, welche nicht immer in Parallelismus vertheilt erscheinen. Auf dem Querbruch dieser meist grobkörnigen Gesteine sieht man dann alternirende Zonen, die sich durch ihren Glimmergehalt auffallend von einander unterscheiden. Die Structur der einzelnen Lagen gewinnt oft ein ganz granitähnliches Ansehen und erst die streifenweise Anordnung überhaupt ist es, wodurch derlei Gesteine sich den Gneissen anschliessen.

6) Stengeliger Gneiss, Stengelgneiss oder Holzgneiss. Bei dieser Abart sind die Gemengtheile, vor allen der Glimmer, nach einer Richtung stark in die Länge gezogen, wodurch ein eigenthümlicher linearer Parallelismus entsteht; die langen bandartigen Glimmerstreifen schmiegen sich mit ihren Seitenrändern um die stengelförmigen oder wulstförmigen Partieen der Feldspath-Quarzmasse, so dass diese von einer Glimmerlage allseitig umhüllt erscheinen. Natürlich können die auf solche Weise durch das Gestein vertheilten Glimmerflasern nicht unter einander parallel sein, und im Querbruch zeigen sich daher kreisförmige, ellipsoidische, verdrückt rundliche, trapezoidale Figuren von Durchschnitten der Glimmerflasern. Bei sehr vollkommener stengeliger Ausbildung geht die ebene Parallelstructur des Gn. gänzlich verloren und es entsteht eine asbestartig-stengelige. Solche Stengelgneisse kommen vor bei Weissenborn und Weigmannsdorf unfern Freiberg, bei Lippersdorf und Lengefeld ebenfalls in Sachsen, bei Platten, Sperbersdorf, zwischen Launitz und Göhren im böhmischen Erzgebirge (Jokély, Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 523). — Namentlich in der Erscheinungsweise dieser Gneissvarietät (vgl. S. 205) hat man die Wirkung der Gebirgspressnng erblickt, unter der Deutung, dass es sich hier um eine Kreuznng ursprünglicher und transversal-secundärer Schieferung handelt. C. Schmidt führt noch ein schönes Beispiel vom Kamm vom Scherboden und Frunthorn (Adulamassiv) anf.

7) Im Schwarzwald, z. B. in dem Gneissgebiet zwischen Lauf und der Hornisgrinde erscheint »porphyrischer Gneiss oder Gneissporphyr« Sandberger's. Diese Gesteine zeigen in einer blassgelben bis röthlichbrannen, sehr feinkörnigen »Grundmasse« 4—10 mm grosse Feldspathkrystalle (nach Weber grösstentheils Mikroklin, oft als Karlsbader Zwillinge ausgebildet, an den Rändern von massenhaften rohen, optisch gleich orientirten Quarzdihexaëdern durchspickt), graubraune, gestreckte, rundliche Quarzkörner nebst dunkeln Glimmerblättchen und kleinen Glimmerflasern. Die sog. Grundmasse ist ein krystallinisches Gemenge von Quarz, Feldspath (vorwiegend Oligoklas, auch spärlich Orthoklas), weissen und braunen Glimmerblättchen, dazu Apatit und Zirkon (Weber, Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 10). — Gigantgneiss nennen Stache und v. John einen in dem hinteren Schlinig- und Avignathal und im Gebirge ö. von S. Valentin auf der Haide (Westtirol) entwickelten Gn., bestehend aus mehr als zollgrossen bläulichen Feldspathkrystallen, fast gleichgrossen Quarzknollen und nesterartigen Flaserflecken von überwiegend dunkelm Biotit, »verbunden

durch eine Art Zwischenmittel«, welches sehr zurücktritt (Jahrb. geol. R.-Anst. XXVII. 1877. 182).

8) Mit den echten Glimmergneissen hängen aber auch Gesteine durch ganz allmähliche Übergänge zusammen, welche aus denselben Gemengtheilen bestehen, jedoch gar keine Parallelstructur mehr aufweisen, was sich insbesondere in der völlig regellosen Lage der Glimmerblättchen ausspricht. Derlei Gesteine, welche namentlich in den tieferen Niveaus der Gneissformation auftreten, gleichen dann im Handstück natürlich Graniten, geologisch sind es aber auch Gneisse, welche in mächtigen Parallel- und Lonticularmassen zwischen den anderen schieferigen eingelagert und unmittelbar in dieselben verlaufend, von ihnen nicht getrennt werden können. Man hat solche Gesteine ebenfalls Granitgneiss (s. o.), wegen ihrer Schichtung auch wohl Lagergranit genannt; der letztere Name ist ganz bedenklich, weil er glauben machen könnte, dass es sich hier um Einlagerungen eines wirklichen eruptiven Granits handle, wogegen die Übergänge Einsprache erheben. Die correcteste Bezeichnung wäre wohl richtungslos struirter Gneiss. Es wiederholt sich eben hier das Umgekehrte von dem, was Bd. II. 25 von dem Granit erwähnt wurde, der auch seine geologisch zugehörigen schieferigen Varietäten besitzt. — Von dem Vorstehenden sind scharf zu trennen die Lager von wirklichem Granit, lagerartig ausgebreitete echte Eruptiv- oder Intrusivmassen, welche natürlich in den benachbarten Gneiss keine Übergänge zeigen und auch stellenweise die lagerartige Ausbreitung plötzlich in eine durchgreifende gangartige verändern.

9) Bisweilen sinken die Gemengtheile der Glimmergneisse zu solcher Feinheit herab, dass mehr oder weniger dichte Varietäten entstehen; bald sind dieselben noch von annähernd phyllitisch-schieferigem Habitus, bald geht aber bei dieser Gelegenheit die plane Parallelstructur ganz verloren. Über hierher gehörige Vorkommnisse aus Sachsen vgl. später S. 229. Dichte Gneisse werden auch von Weber aus dem Schwarzwald erwähnt (bei Lauf am Omerskopf, bei Zindelstein u. a. O.), doch unterscheiden sich diese von den sächsischen dadurch, dass sie muscovitfreie Biotitgn.e sind, dass in ihnen vielfach auch Hornblende auftritt, sowie dass der Granat völlig zurücksteht, oder ganz fehlt. Bei Zindelstein enthalten sie fleckenartige Ansammlungen kleiner gelblicher Körnchen, welche aber nicht, wie in den sächsischen dichten Gn.en Aggregate von vorwiegendem Granat (mit Rutil) sind, sondern wahrscheinlich blos aus Rutil bestehen (Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 33). Desgleichen berichtet Cross, dass der Biotitgn. von Roguedas in der Bretagne bisweilen eine auffallende, fast an das Dichte grenzende Feinkörnigkeit besitzt; makroskopisch treten neben Quarz und Orthoklas kleine röthliche Granaten hervor.

Davon, dass in gewissen Gneissen eine mehr oder weniger regelmässige Succession der Mineralien, ähnlich der in Graniten erkannt werden kann, war schon S. 144 die Rede. Andere Gn.e zeigen nichts Überzeugendes dieser Art. In den rothen des Erzgebirges bemerkt man u. d. M. neben den grösseren Quarzen, Feldspathen und hellen Glimmern auch gleichsam eine Grundmasse von einem

äusserst feinkörnigen Quarz-Feldspathgemenge; ebenso verhält sich nach Kalkowsky der zweiglimmerige Gn. der oberen Stnfe der Gneissformation im Eulengebirge. — In manchen aciden Gn.en sehen Muscovit, Turmalin, die ganz grossen rundlichen Albite und Mikrokline so aus, als ob sie noch älter seien, als das ganz feine krystallinische Aggregat sehr kleiner Feldspath- und Quarzkörnchen; jünger als das letztere scheinen die grösseren Biotite zu sein; ihrerseits aber werden diese dnnkeln Glimmer gewissermassen wieder beeinflusst durch grösserkörnige Züge von Quarz und Feldspath, welche somit die letzte Festwerdung darstellen würden.

Die durch mechanischen Druck erfolgten inneren Zertrümmerungserscheinungen in den Gneissen sprechen sich u. d. M. wie in den Graniten dadurch ans, dass die grösseren Feldspathe von einem Aggregat winzigster Körnchen wie von einer Trümmerzone umgeben sind, welche zungenartig in die noch continuirliche Krystallmasse eindringt; im Inneren sind die Feldspathkörner stark rissig und zeigen zwischen gekreuzten Nicols bei Dunkelstellung optische Störungen als zahlreiche farbige Bänder und Streifen. Ähnliches weist der Quarz auf. Äderchen secundären Quarzes füllen die Bruchspalten ans. Oft sind die zertrümmerten Feldspath- und Quarzkörner in deutlicher Weise gestreckt und schweifartig ausgezogen; dabei erscheinen die Biotitblättchen geknickt und selbst verschlnngen gestaucht. Im Allgemeinen will es scheinen, als ob die Plagioklase, deren Lamellen oft verbogen sind, nicht in dem Maasse zur Herausbildung randlicher Kataklaszonen neigten als Orthoklas und Quarz. Auch andere Gemengtheile, wie insbesondere Turmaline und Granaten zeigen Brucherscheinungen. Von allen diesen Druckwirkungen sind die Gneisse selbstverständlich erst betroffen worden, nachdem sie bereits feste krystallinische Gesteine waren. Sofern man nicht den jetzigen Zustand als überhaupt denjenigen einer gänzlichen Umwandlung ansehen will, wird man sagen müssen, dass die Faltung vielfach keine erhebliche innerliche Zertrümmerung hervorgebracht hat.

Die grauen Gneisse der Sect. Tharandt mit »ihrer fast faserigen holzartigen Structur« zeigen höchst ausgezeichnet die Erscheinung der mechanischen Streckung (S. 203), auf deren constante Richtung und regionalen Charakter schon 1836 und 1844 Cotta und Naumann die Aufmerksamkeit lenkten. Nach Sauer und Beck (Sect. Tharandt 1891. 8) erweisen sich auch die augenartigen Feldspathschmitzen gestaucht und oft derartig gepresst, dass die sonst einheitlichen Individuen sich beim Einspiegeln der Spaltfläche aus einer grösseren Anzahl nur wenig gegenseitig verschobener Bruchstücke bestehend zu erkennen geben. Zuweilen kommt in der parallelen Längsorientirung der Feldspathaugen die ursprüngliche Schichtung des Gn. zum Ausdruck. Eine Art von Transversalschieferung entsteht dann, wenn die Biotite sich nicht rings um die im Querbruch rundlichen Quarz-Feldspathstengel herumlegen, sondern so angeordnet erscheinen, dass sie nahezu gleichsinnig unter einem spitzen Winkel die ehemalige Lagenstructur durchschneiden. Dadurch entstehen neue Ablösungsflächen im Gestein, welche ein Analogon zur transversalen Schieferung der Phyllite und Thonschiefer

darstellen. Auf diesen Schieferungsflächen haben offenbar auch Gleitungen stattgefunden; in Folge dessen sind die einzelnen, wohl individualisirten Biotitschüppchen verschwunden, durch die vom Gebirgsdruck bewirkte Verschiebung zerrieben und bilden nunmehr in feinster Vertheilung matte schwärzliche Häute auf den mit zahlreichen parallelen Riefen und Furchen bedeckten Gleitflächen; dagegen hat in der Gesteinsmasse zwischen den letzteren der Biotit seinen ursprünglichen Habitus bewahrt. Alle Erscheinungen, von der beginnenden Streckung an bis zur Herausbildung holzähnlicher Stengelstructur und von der Entwickelung der Schiefer- und Gleitflächen mit Riefung und Streckung bis zu einer feinen Fältelung, wie sie an glimmerschieferähnlichen Zwischenbänken zu sehen ist, können hier nur auf die gemeinsame Ursache des gebirgsbildenden Drucks zurückgeführt werden, wofür auch spricht, dass sie da am auffälligsten hervortreten, wo die Gneisscomplexe die stärkste Faltung und Aufrichtung zeigen.

In den aufgerichteten und starkem Druck unterworfenen Gneissen des Gotthardtunnels haben sich mit häutigem Magnesiaglimmer bekleidete Klüfte (Quetschlossen) ausgebildet, wodurch eine Pseudoschieferung entsteht. Die dislocirten und stark gedrückten Gneisse des Gotthardmassivs zeigen die Lamellen der Schiefermasse oft stengelig zerquetscht oder körnig zerstückelt und die Glimmer in krummschaligen Schuppen eingeknetet, so dass das Gestein granitähnlich wird. Die Risse und Höhlungen in den gequetschten Gn.en, die grösseren und kleineren Verwerfungsspalten der zerborstenen Gesteinsstreifen sind fast immer mit schwarzbraunem Glimmer, Quarz und Feldspath erfüllt und die so vernarbten Spalten können durch spätere Gebirgsbewegungen wieder verschoben oder aufgerissen werden, wobei in ihnen der Quarz zu feinem Mehl pulverisirt, der Feldspath kaolinisirt, der Glimmer gebleicht erscheint (Stapff, Geol. Profil des St. Gotth. in der Axe d. grossen Tunnels 1880. 20. 39). Baltzer beobachtete auch an den Gn.en des Wetterhorns, an der Grimselstrasse Ansiedlung von Glimmer und Feldspath auf einander genäherten parallelen Kluftflächen, wodurch eine »Pseudoschieferung« entsteht.

Nach den Anschauungen J. Lehmann's ist auch im normalen Gneiss die Bildung und Anordnung der normalen Glimmerlagen eine secundäre, indem der Glimmer sich im Grossen und Ganzen erst nachträglich auf den durch Gebirgsdruck in dem sonstigen Mineralaggregat entstandenen Gleitflächen angesiedelt habe; dies gehe auch daraus hervor, dass der Biotit, obschon er am leichtesten einem Druck nachgibt, dennoch auffallender Weise nur äusserst selten selber Druckerscheinungen erkennen lasse; somit könne er also wohl erst nach Verlauf der Pressungen auskrystallisirt sein (Entst. d. altkryst. Schiefergest. 144. 246. 249). Allein abgesehen von der häufigen Abwesenheit von nachweisbaren intensiveren Druckerscheinungen können diese Glimmerlagen in den meisten Fällen wohl nicht als blosse Ausfüllungen von Discontinuitäten gelten, die etwa zwischen den Quarzfeldspathlagen bestanden haben, sondern erscheinen den letzteren mehr oder weniger gleichwerthig. Auch bestehen diese Lagen nicht blos aus Glimmer, sondern

pflegen untergeordnet ebenfalls Quarz und Feldspath zu enthalten, wie auch umgekehrt die Quarzfeldspathlagen in der Regel nicht ganz glimmerfrei sind. Überdies finden sich gerade in ihnen vielfach accessorische Mineralien, denen man am allerwenigsten ebenfalls einen ganz secundären Charakter beilegen möchte. Sodann ist es nicht zutreffend, dass jener angeblich auf Gleitflächen abgesetzte Glimmer sich durch seine wohlerhaltene Form auszeichne (a. a. O. 249): auch dieser Glimmer zeigt sich makroskopisch oft verbogen und u. d. M. erscheinen an ihm vielfach nicht geringere Deformationen, als an demjenigen, der sich an den Quarzfeldspathlagen betheiligt. Gewahrt man dies, so ist klar, dass der erstere Glimmer schon vor Eintreten des Drucks gebildet war, wenn es sich überhaupt um letzteren handelte.

Bei der weiter gediehenen mechanischen und molekularen Umwandlung von Gneissen beobachtet man: Quarz geräth in Lösung und scheidet sich wieder aus; der Biotit liefert an seine Stelle tretenden Chlorit und Epidot; die Feldspathe werden in feinfaserige Aggregate von Sericit, in Epidot, Zoisit, Calcit und Quarz in verschiedenartiger Vereinigung umgewandelt; oftmals entstehen neugebildete krystallographisch umgrenzte Individuen von Albit. »Je stärker sich diese Umwandlungserscheinungen in ihrer Gesammtheit entwickeln, um so schieferiger und feinkörniger werden die Gesteine, so dass in der That normaler flaseriger Biotitgneiss das Anfangsglied, Sericitschiefer das Endglied einer geschlossenen Reihe darstellt« (C. Schmidt, Anh. z. XXV. Lief. d. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. Bern 1891). Gerade da wo man den Verlauf solcher Vorgänge verfolgen kann, wird es recht unwahrscheinlich, dass auch das gegebene Object, an welchem sie sich abspielen, selbst schon in seiner jetzigen Beschaffenheit das Product einer Druckmetamorphose sei.

Wie immer aber die Structur des Gn. beschaffen ist, jedenfalls muss es als sehr wünschenswerth gelten, gneissähnliche Gesteine, in denen klastische Partikel zweifellos erkannt werden, nicht als Gneiss zu bezeichnen. Metamorphosirte halbkrystallinische Sedimente mit zwar authigen gebildeten Quarzen und Glimmern aber allothigenen Feldspathbröckchen, verdienen nicht den Namen Gneiss, sondern werden besser als gneissähnliche Grauwacke aufgeführt.

Des Weiteren reihen sich an die eigentlichen Glimmergneisse zunächst noch einige andere, mehr oder weniger zu dieser Abtheilung gehörige Gesteine, welche entweder durch constanten Gehalt an einem accessorischen Gemengtheil charakterisirt sind (z. B. Cordieritgneiss, Granatgneiss), oder in denen der Glimmer gewissermassen durch ein anderes Mineral vertreten wird (z. B. Graphitgneiss, Eisenglimmergneiss).

Cordieritgneiss (Dichroitgneiss), eine sehr charakteristische Abart des Biotitgneisses; meist ein dunkler, undeutlich grobflaseriger Gn., aus viel Feldspath (Orthoklas und Plagioklas), grauem Quarz, wenig schwarzem Glimmer und bläulichgrauem Cordierit bestehend. — Der Cordieritgn., welcher in den mit ihm durch Übergänge eng verbundenen Biotitgn.en der sächsischen Granulitformation Einlagerungen bildet (Gegend von Lunzenau und Rochsburg, Galgenberg bei

Mittweida, Markersdorf im Chemnitzthal und zwischen Mohsdorf und Wiederberg) und stellenweise mit Granatgn. in Zusammenhang steht, führt den Biotit sehr ungleich vertheilt; letzterer bildet bald flaserig-schieferige Strähne, bald fehlt er ganz, so dass hier hellfarbige Schmitzen und Nester entstehen, um welche sich die dunkeln Lagen in bizarren Windungen schmiegen. Namentlich in den biotitfreien und körnigen, sonst wesentlich aus Feldspath und Quarz bestehenden Partieen stellt sich der Cordierit in gewöhnlich bis erbsengrossen Körnern ein, örtlich recht angereichert zu dunkelblau schimmernden Aggregaten; die biotitreichen Gesteinspartieen sind arm daran oder ganz frei davon. In dem Cordierit und anderen Gemengtheilen liegen u. d. M. zahlreiche Sillimanitnadeln, auch Zirkonkörnchen, letztere umgeben von pleochroitischem Hof. Ausserdem finden sich accessorisch Titaneisen und titanhaltiger Eisenglanz. Die klaren Cordieritkörner zersetzen sich in eine anscheinend homogene, mit dem Messer schabbare grünlichgraue pinitähnliche Substanz. Eine dickbauchige Linse von Cordieritgn. im Erlbachthal erreicht eine Mächtigkeit von 350 m. Nach Naumann's, wohl durch die Aufnahmen der geologischen Landes-Untersuchung widerlegter Ansicht soll der Cordieritgn. hier ein Umwandlungsproduct des Glimmerschiefers durch den als eruptiv gedachten Granulit sein; E. Danzig's Vorstellung erblickt in ihm »ein granitisches mit einer ungeheuren Fülle von Schieferfetzen beladenes Gestein, welches seine Gneissstructur nur dem grösseren oder geringeren, übrigens nicht immer vorhandenen Parallelismus der jetzt zu mitunter mehr als meterlangen Biotitsträhnen metamorphosirten Einschlüsse verdankt«.

Bei Bodenmais im ostbayerischen Grenzgebirge erstreckt sich der Cordieritgn., den sog. Körnelgneiss unterlagernd, über Zwiesel und den Rachelberg bis gegen den Lusenberg und den Dreisessel, andererseits über Drachselried bis jenseits Cham und Waldmünchen, begrenzt hier durch das Quarzitlager des Pfahls; er ist ein körnig-streifiges Gestein, welches neben Orthoklas, Plagioklas, Quarz und zweierlei Glimmern (wenig Muscovit) als sehr charakteristische accessorische Gemengtheile Cordierit und Almandingranat führt; weiterhin noch Faserkiesel, Turmalin, Graphit, Flussspath. Meist wechseln körnige, an Feldspath und Quarz reiche Streifen mit streifig-schuppigen biotitreichen Lamellen. Der vorwaltende Orthoklas wird von Mikroklin, und bei Bodenmais von grünem Oligoklas begleitet. Gümbel beschreibt auch einen »porphyrähnlichen Dichroitgneiss«, welcher in einer dichten Hauptmasse Feldspath, Quarz, Cordierit und Granat enthält. Das berühmte Kieslager, namentlich am Silberberg entwickelt, tritt als eine Imprägnationszone im Streichen auf. — Von Passau streicht längs des linken Donauufers ein mit Graphitgneiss und Graphitlagern vergesellschafteter Zug von Cordieritgn., welcher sich in Oberösterreich bis gegen Kollerschlag und Peilstein verfolgen lässt (H. Commenda). — Websky fand Cordieritgn. am Ochsenkopf bei Kupferberg und am Schwarzen Berg bei Schreiberhau in Schlesien; am ersteren Punkte, wo er zwischen Glimmerschiefer und Granit lagert, besteht er in grob- bis vorworren-flaserigem Gemenge aus lichtgelbbraunen linsenförmigen Partieen von grobkörnigem Quarz, schwarzem Glimmer, graugrünlichweissem Feldspath, Cordierit und fein eingesprengtem Magnetkies, an letzterem Orte ist er zweiglimmerig (Z. geol. Ges. V. 1853. 382; vgl. auch Kalkowsky, Min. Mitth. 1876. 91). — Über Cordieritgn.-Geschiebe, gefunden in dem aus dem Schneeloch des Brockens ausfliessenden Kellwasser, welche wahrscheinlich ursprünglich Einschlüsse im Brockengranit waren, vgl. Lossen, Z. geol. Ges. XXIII. 1881. 707. —

Ausgezeichneten Cordieritgn. mit zersetztem Cordierit, zersetztem Feldspath, braunem Glimmer und viel kohliger Substanz erwähnt Groth vom Westabhaug des Bressoir und dem oberen Thal von St. Pierre im Gneissgebiet von Markirch in den Vogesen. — Michel Lévy und Termier beschrieben granitischen Cordieritgn. vom Mont Pilat, zwischen Graix und Bourg-Argental im Arrond. St. Étienne, Dép. Loire (Bull. soc. minér. XII. 1889. 56). — Der altbekannte Cordieritgn. von Tvedestrand und Krageröe, dessen Gemengtheile oft mehrere Centimeter gross werden, besteht hauptsächlich aus Cordierit, Sillimanit, grünem Oligoklas, Quarz, schwarzem, meist strangweise vertheiltem Glimmer; der sehr häufig nach ∞P polysynthetisch verzwillingte dunkelblaue glasglänzende Cordierit umschliesst grünen Spinell, Apatit, Zirkon, Skapolith, Magnetit, Dumortierit und ist in die Substanzen umgewandelt, welche Praseolith, Aspasiolith, Polychroïlith genannt worden sind. Auch Rutil, Turmalin, Muscovit sind dem Gestein nicht fremd. Local ist der Oligoklas als sog. Sonnenstein ausgebildet. — Granat-Cordieritgn. mit Orthoklas, Quarz, Plagioklas, Glimmer (bisweilen Epidot, Graphit, Sillimanit, Eisenkies) erscheint nach Törnebohm in Södermanland um den Hjelmar und Bråviken bis südlich von Vaxholm. — Cordieritgn. mit Biotit, Quarz, Cordierit und etwas Plagioklas bildet ein mächtiges Lager bei Guilford, 16 Miles ö. von Newhaven in Connecticut (E. O. Hovey). — Nordseite des Kinguafjords im Cumberlandgolf (Bücking). — Grobwelliger Cordieritgn. findet sich nach Stelzner (Argentinien 1885. 13) als zahlreiche Blöcke bei San José im Thal von S. Maria in der Aconquija-Kette in Argentinien; er ist durchzogen von grosskrystallinischen Quarz-Feldspathschmitzen und enthält namentlich in diesen letzteren bis über 1 cm grosse Körner schön blauen Cordierits, ausserdem kleine Granaten. — Über kaustisch metamorphosirte Cordierit-Auswürflinge des Laacher Sees vgl. v. Lasaulx, Z. f. Kryst. VIII. 1883. 76. — Weitere cordierithaltige Gneisse sind S. 194 aufgeführt.

Fibrolithgneiss. Von dem häufigen Dasein des Fibroliths in den Gn.en war schon S. 194 die Rede; die Gesteine pflegen sehr entwickelte Parallelstructur zu zeigen. Einen ausgezeichneten (zirkonführenden) Fibrolithgn. beschrieb noch Wulf von Sievenberg ö. von Otyimbingue im Hereroland, in welchem sowohl der vorwaltende Quarz, als der reichliche Feldspath, als der Biotit innig mit Fibrolithnadeln erfüllt sind. Über Fibrolithgn. vgl. auch I. 179. 180.

Granatgneiss; an Granat reiche Gn.e wurden schon S. 192 erwähnt; sie enthalten vielfach accessorisch noch Faserkiesel und Graphit. In dem sonst Orthoklas, Quarz, Glimmer, Plagioklas führenden Gn. von Trosa in Schweden sind grosse braunrothe Thonerde-Eisenoxydulgranaten so reichlich, dass sie etwa die Hälfte des Gesteins ausmachen (Hummel und Santesson). Graphitführende Granatgn.e fand Kornerup in den Districten von Holstenborg und Egedesminde an der Westküste Grönlands. An den Granatgneiss reiht sich der

Kinzigit; so wurde von Fischer (N. Jahrb. f. Min. 1860. 796; 1861. 641) ein bereits 1805 von Selb erwähntes Gestein benannt, welches im oberen Kinzigthal des Schwarzwaldes zwischen Schenkenzell und Wittichen zufolge Vogelgesang und Hebenstreit eine höchstens $1\frac{1}{2}$ Fuss mächtige concordante Einlagerung in fast senkrecht einfallenden Gneissschichten bildet; dieser den Kinzigit beherbergende Gn. ist zufolge Weber granatführend und reich an Oligoklas, welcher oft centimetergrosse Krystalle bildet. Der grobschieferige Kinzigit selbst lässt makroskopisch deutlich gestreiften Oligoklas, hirsekorn- bis erbsengrosse

Granaten, schwarzen Glimmer und (von Fischer übersehene) Graphitblättchen erkennen; u. d. M. treten noch Apatit und Pyrit hervor; Quarz wird von Fischer »nur ganz vereinzelt als schmale wasserhelle Streifen« angeführt, Hebenstreit erwähnt ihn blos als Interposition im Granat, doch konnte Weber etwas davon in allen Präparaten als selbständig constatiren. Ältere Angaben, dass auch Cordierit, Fibrolith und Mikroklin vorkommen sollen, haben keine Bestätigung erfahren. Der Oligoklas (sp. Gew. = 2,657) enthält nach Hebenstreit: 62,90 SiO_2, 22,23 Al_2O_3, 4,45 CaO, 8,48 Na_2O, 2,09 K_2O, Spuren von Fe_2O_3 und BaO; Auslöschungsschiefe auf P gegen P/M kaum + 2°; der Granat ergab: 37,40 SiO_2, 21,08 Al_2O_3, 2,01 Fe_2O_3, 28,49 FeO, 3,05 CaO, 8,22 MgO. Die Bauschanalyse des Kinzigits (sp. Gew. = 3,00) lieferte zufolge Hebenstreit: 44,53 SiO_2, 17,55 Al_2O_3, 3,38 Fe_2O_3, 12,60 FeO, 3,36 CaO, 5,68 MgO, 3,54 K_2O, 3,60 Na_2O, 1,66 H_2O, 0,17 P_2O_5, 0,29 S, 4,33 Graphit, Spuren von Cl, Cu, Bi, Ni, Ba. Hebenstreit nannte dieses Gestein »Granatgraphitgneiss«; es ist wohl nur eine graphithaltige, höchst quarzarme, orthoklasfreie, granatreiche Modification des benachbarten granatführenden oligoklasreichen Gneisses.

Nach E. Weber bilden sich aus dem Gaggenauer Gn. im Schwarzwald Granatoligoklasglimmerschichten heraus, welche eine grosse Ähnlichkeit mit Kinzigit haben. Graphit und Granat führend ist auch der Gn. von Gadernheim im Odenwald (Sandberger, N. Jahrb. f. Miner. 1882. I. 158); nach den letzten Untersuchungen von Greim besteht dies auch äusserlich dem Kinzigit des Schwarzwalds sehr ähnliche Gestein aus Granat (in Körnern von 3—11 mm Dicke mit Einschlüssen von Zirkon und Rutil), Biotit, graugrünem Plagioklas, wasserhellem Orthoklas (beide oft regelmässig verwachsen), u. d. M. noch Quarz, Magneteisen, Eisenkies, Graphit, Apatit, Cordierit, Sillimanit; das Vorkommen ist eine granatreiche Varietät des Biotitgneisses. — Ein jedenfalls dem schwarzwälder verwandtes Gestein wurde von Lovisato in Calabria citeriore aufgefunden (Chinzigiti della Calabria), in der Gegend von Catanzaro, Mucone, Monteleone zwischen Palermiti und S. Nicola di Crispo, Serra Pedace u. a. O. Das mit Gneiss verbundene Gestein besteht aus Plagioklas, Biotit (welcher sich oft in Chlorit verwandelt), Granat, ferner Fibrolith, Zirkon, Rutil, Magnetit, Titaneisen, Eisenkies. Die Granat-Ikositetraëder werden bis zu 14 mm und darüber gross und schliessen Biotit, Rutil, Magnetit ein; die Granatkrystalle werden um so schärfer, je kleiner sie sind. Bald walten die hellen, bald die dunkeln Gemengtheile vor. Einige Vorkommnisse enthalten nach Lovisato Pinit und etwas Quarz, die von Catanzaro führen zufolge Bucca auch Cordierit. Ein Graphitgehalt wird aber nicht angegeben (Lovisato, R. accad. dei Lincei (3 a) III. 1879. 6. April; Boll. com. geol. d'Italia IX. 352. — Bucca, Boll. com. geol. d'Italia XV. 1884. 241).

Epidotgneiss. Epidot-Biotitgneiss bildet bei Oberkotzau südl. von Hof dünne Schichten zwischen epidothaltigen Amphiboliten. Zweiglimmerigen Epidotgn. erwähnt Becke von Muresi s.ö. vom Pelion auf der magnesischen Halbinsel. Über Törnebohm's grauen Epidotgn. aus Wermland vgl. S. 196; über Orthit und Skapolith darin siehe S. 196; das Gestein enthält noch Zirkon, Apatit, Glimmer, Hornblende, Magnetit, Granat, Eisenkies. Kalkhaltiger, mit Säuren brausender Epidotgn. findet sich nach H. Reusch von Ulvenvand gegen NO. bei Bergen vorüber. Ein weiterer Epidotgn. (zufolge Svedmark) ist der graue feinkörnige

Biotit-Augengneiss aus dem Elfsborgs-Län, welcher in den sog. Augen vorwiegend Epidot und Plagioklas, auch etwas Quarz und Biotit enthält.

Talkglimmergneiss nennt v. Hochstetter schuppige Zweiglimmergneisse von Waldheim und Neu-Losimthal im Böhmer Wald, welche in charakteristischer Weise grünlichen Talk beigemengt halten.

Graphitgneiss ist diejenige Gneissvarietät, in welcher Graphit in grösserer Menge eintritt, wobei dieser den Glimmer zum Theil oder ganz ersetzt; keinesfalls ist er dabei für eine Pseudomorphose nach Glimmer zu halten. Fundpunkte solcher Gesteine wurden oben S. 198 aufgeführt. Graphitgn.e entwickeln sich auch aus den Oppenauer Biotitgn.en des Schwarzwalds in Folge einer Vertretung des Biotits durch bleigraue hexagonale Graphitblättchen. Der Graphitgn. von Mecherzynce im Bezirk Żytomierz in Volhynien besteht zufolge Kreutz aus Lagen von schuppigem Graphit, welche abwechseln mit bedeutend schwächeren bröckeligen Lagen eines Aggregats aus Quarz- und Feldspathkörnern mit eingestreuten Graphit- und Biotitschuppen (Anzeiger d. Akad. d. Wiss. zu Krakau 1890. Januarheft 22).

Eisengneiss (Jerngneiss) nennt Törnebohm den im centralen Wermland sehr entwickelten, mürben, glimmerarmen und unvollkommen schieferigen, gleichmässig klein- bis mittelkörnigen Gn. von röthlicher Farbe und einer im Grossen deutlichen Parallelstructur, welcher accessorischen Magnetit, bisweilen durch Eisenglanz ersetzt, führt; er wird gegen O. allmählich granitisch. Auch der Quarz pflegt durch secundäres Eisenhydroxyd roth gefärbt zu sein. Bereits Erdmann kannte Magnetitgneiss in Schweden, z. B. von Ummeberg in der Gegend des Wettern-Sees.

Eisenglimmergneiss, ein Gn. welcher anstatt des Glimmers lamellaren Eisenglanz enthält, wie solchen z. B. Tissot in der Gegend zwischen Philippeville und Collo in Algier beobachtete.

An den eigentlichen Glimmergneiss, speciell an den Muscovitgneiss schliesst sich zunächst der

Sericitgneiss,

in welchem der helle Glimmer nicht in der Form von deutlichen, schlichtblätterigen Lamellen oder Schüppchen vorliegt, sondern in jener feinfaserigen, seidenartig glänzenden filzigen Ausbildungsweise von meist blassgrünlichgelber Farbe, welche man Sericit nennt. Er setzt die feinen Häutchen zusammen, welche die Quarzlamellen von einander scheiden, sowie auch die Feldspathkörner umhüllen und bedingt den dem Gestein eigenen bisweilen etwas wachsähnlichen Schimmer auf Spaltflächen. Auf dem Querbruch erscheint ein feines hellgraues bis fast weisses Gemenge von Quarz mit diesen Schüppchen als Hauptmasse, in welcher weissliche Feldspathe zu liegen pflegen. Ausserdem bietet der Querbruch aber auch eine Flaserung dar, indem hellere, mit zahlreichen winzigsten Quarzkörnchen durchwobene langgestreckte Sericitstreifen abwechseln mit etwas dunkleren

quarzärmeren, und beide augenartig grössere Quarze und Feldspathe umschmiegen. — Der Quarz bildet einestheils isolirte Körner, andererseits linsenförmige oder schmitzenähnliche, feinkörnige Aggregate, in denen die eckigen Quarzkörnchen vielfach zahnig in einander greifen. Die Feldspathkörner sind zum grossen oder grössten Theil Plagioklas von wahrscheinlich meist albitähnlicher Natur (z. B. in dem Sericitgneiss von Döbeln mit 4,04 % K_2O und 1,51 CaO). Bei der durch weitergediehene Umwandlung fortwährend wachsenden Abnahme des Feldspaths und Zunahme des Sericits geht das Gestein in sog. Sericitschiefer über. Von weiteren Gemengtheilen sind hervorzuheben: Grössere Muscovitblättchen, deren Gegensatz zu der Ausbildungsweise des Sericits sehr deutlich hervortritt. Biotit scheint erheblich spärlicher. Carbonate, bisweilen als R krystallisirt, mitunter gar nicht selten in den Sericitflasern. Rutil, Apatit, Turmalin, Zirkon in wechselnder Menge. Feinvertheiltes Erz (Eisenglanz, Eisenkies, Magnetkies; Magnetit scheint minder häufig). Kohlige Substanz als ganz kleine, oft zerfranst aussehende Körnchen und Flöckchen, gewöhnlich in den Sericitflasern liegend. Kotō erwähnt aus japanischen (apatitfreien) Sericitgneissen makroskopische grüngelbe Epidote (reich an Eisenglanz- und Rutileinschlüssen), ebenfalls rutilreichen Granat, seltenen Piemontit; H. Thürach kleine Andalusitindividuen in denen von der Royal Bay auf der Insel Süd-Georgien.

Die Sericitgn.e zeigen in aussergewöhnlicher Häufigkeit und Deutlichkeit Zertrümmerung von Gemengtheilen, Verschiebungen der Bruchstücke sowie Ansiedelung neuer Mineralien in den Interstitien. An dem im Phyllit eingelagerten, durch seitlichen Druck stark bearbeiteten und mit transversaler Schieferung versehenen Sericitgn. von Döbeln hat Dathe schon 1879 eine weitgehende Zerstückelung der Feldspathe und Quarzlamellen, Neubildung von Feldspath, Quarz auf den entstandenen Spalten nachgewiesen, während neben dem älteren Sericit auch reichlich secundärer, aus dem Plagioklas entstandener erscheint (Sect. Döbeln, 17).

Dem Gebirgsdruck unterworfene und von Umwandlungen hydrochemischer Art betroffene Granite können sich in sericitgneissähnliche Massen verändern. Ferner gehen hierher gehörige Gesteine vielfach aus ebenso beeinflussten Quarzporphyren oder Quarzkeratophyren hervor; vgl. die betreffenden Abschnitte in Bd. II. — Auffallend ist es, dass die Sericitgn.e an die oberen Niveaus der archäischen Complexe gebunden sind.

Über die Sericitgn.e, welche einen Theil der krystallinischen Taunusgesteine bilden, vgl. Phyllit. — Ausgezeichnet ist der Sericitgn., welcher in der nordwestlich die Granulitellipse des sächsischen Mittelgebirges umlagernden unteren Phyllitzone auftritt und sich in Form eines bis über 300 m mächtigen concordanten und mit dem Phyllit durch Wechsellagerung eng verknüpften Lagers auf 17 km Länge von Nausslitz über Ober-Rannschütz, Döbeln und Töpeln bis Wallbach n. von Hartha erstreckt. Derselbe besteht aus einem körnig-flaserigen oder langflaserigen bis schieferigen Gemenge von Plagioklas, Quarz und Sericit; sehr gewöhnlich, namentlich aber in den schieferig-flaserigen Varietäten bildet der Plagioklas bis über erbsengrosse rundliche augenähnliche Körner von röthlicher Farbe und der Sericit

fast silberweisse bisweilen weingelbe perlmutterglänzende Membranen und Flatschen. Über die Zertrümmerung und Verschiebung der Gemengtheile s. o. Das Zusammenauftreten der Schichtung und einer die Schichten quer durchschneidenden transversalen Plattung bewirkt auf den Flächen der Platten flach wellenförmige Wülste (H. Credner, Das sächs. Granulitgeb. 1884. 56; Dathe, N. Jahrb. f. Min. 1877. 164). Bei Nauhain, n. von Steina, geht das Gestein durch Verlust des Feldspaths nach oben in Sericitschiefer über. — Auch im Fichtelgebirge kommen nach Gümbel Sericitgn.e vor, welche dort zur Phyllitformation gehören; der Sericit des Fichtelgebirges weicht durch den höheren Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3, einen geringeren an Fe und Alkalien in einer durch die Unreinheit des Materials leicht erklärlichen Weise etwas von dem des Taunus ab. — Sericitgn.e mit Einlagerungen von Hornblendeschiefer werden durch Danzig vom Nordfuss des Jeschkengebirges zwischen Oberkratzau und Hoheneck an der Neisse erwähnt (Abh. d. Ges. Isis in Dresden 1884. 141). — Ein Augengneiss von Pill bei Schwaz führt nach A. Pichler talkähnlichen blassgrünlichen oder -gelblichen Sericit (N. Jahrb. f. Min. 1871. 56). — In dem Chichibu-District auf der Hauptinsel Japans sind als unterste Stufe der sog. Sambagawa-Gruppe Sericitgneisse und Sericitschiefer entwickelt (B. Kotō, Journ. coll. of sc., Imper. univers. Japan II. 1888. 85). — Über die an der Royal Bay auf der Insel Süd-Georgien verbreiteten Sericitgn.e s. Thürach, Geogn. Beschr. d. I. S.-G., Deutsche Polarexped. Allgem. Th. II. 7.

Protogingneiss.

Einige Gneisse stehen in naher Beziehung zu jener eigenthümlichen Granitvarietät, welche man als Protogin (II. 46) bezeichnet; es sind die schieferigen und flaserigen Übergänge dieser Protogine, welche als Protogingneiss aufgeführt werden und welche ausser dem Glimmer oder anstatt desselben noch ein talkähnliches Mineral enthalten, auch sonst hier und da einen etwas abweichenden Habitus besitzen. Neben dem weisslichen und fleischfarbigen Orthoklas mit meist glänzenden Spaltungsflächen fehlt gewöhnlich der grünlichweisse Plagioklas nicht, der durch seine matt schimmernden Flächen sich auszeichnet. Der dunkelgrüne Glimmer ist meist blos spärlich vorhanden, daher die Parallelstructur der Gesteine oft nur wenig vollkommen erscheint; seine dünnen Blättchen sind zu Flasern verwebt, welche deutliche Streckung zeigen, der Quarz ist in der Regel nicht in einzelnen Körnern vorhanden, sondern bildet krystallinisch-feinkörnige Aggregate zwischen den Feldspathkrystallen, die Schüppchen des sog. Talks weisen aber gewöhnlich eine ziemlich parallel geordnete Lage auf. Dieser sog. Talk verdient eine nähere Untersuchung; vielfach ist es wohl nur ein talkähnlicher Glimmer oder Sericit. Die Protogingneisse der Alpen, deren anfängliche Kenntniss namentlich Delesse sehr wesentlich gefördert hat, finden sich hauptsächlich an den grossen Centralstöcken, welche in der Mitte aus Protogingranit bestehen, aber in der Richtung nach der Peripherie ganz allmählich in Protogingneiss übergehen. So namentlich in der Umgegend des St. Gotthard, der Grimsel, des Mont Blanc. L. v. Buch (Mineral. Taschenbuch 1824. 393) hat die Verhältnisse dieser Gesteine zuerst genauer erforscht, später hat Studer zahlreiche Beobachtungen über dieselben mitgetheilt.

Pozzi untersuchte gleichmässig feinkörnigen, gröberkörnigen und durch Orthoklaskrystalle porphyrähnlichen sog. Protogingneiss des Mont Blanc. Die Quarzkörner sind sehr reich an Flüssigkeitseinschlüssen und führen Mikrolithen von Glimmer und Talk. Die meist trüben Orthoklase umschliessen Körner und Linsen von Quarz, Blätter von Glimmer und Talk, unregelmässige Plagioklase; nahe an einander liegende Orthoklaspartieen sollen sich durch das bisweilige Ineinanderfassen der Ränder als Bruchstücke früherer grösserer Krystalle ergeben. Der dunkelgrünbraune fast einaxige Glimmer bildet hexagonale Tafeln mit spärlichen aber oft zierlich reihenförmig angeordneten Einschlüssen von anderen Glimmerblättchen, Apatit, Granat, angeblich auch Augitsäulen. Secundär entsteht Chlorit aus dem Glimmer. Der in den mehr feinkörnigen Varietäten hellgrüne, in den mehr gneissartigen etwas dunklere und hier viel reichlichere »Talk«, welcher nicht analysirt wurde, bildet u. d. M. parallele grosse Blätter mit Einschlüssen von kleineren Talklamellen, Quarzlinsen und Glimmertäfelchen, dringt oft in den accessorisch vorhandenen Plagioklas ein und färbt diesen grün, umhüllt auch den Orthoklas (Atti della r. accad. Torino, XIV. 1879). — Plagioklas dieses Protogingn. vom Mont Blanc ist nach der Analyse von Delesse Oligoklas, nach der von Brun Albit. — Das grüne glimmerähnliche Mineral (»Talkglimmer«) aus dem Protogingn. des Fellithals in der n. Gneisszone des Finsteraarhornmassivs enthält nach Göppelsröder u. a. 15,8 Al_2O_3, 2,2 CaO, 1,4 MgO und ist wohl keine homogene einheitliche Substanz, jedenfalls kein Talk. — Einen Gn. mit einem hellgrünen talkartigen Mineral erwähnt Lotti aus der Gegend von San Fiorenzo (St. Florent) auf Corsica (Boll. com. geol. d'Italia 1883. 71). — Erdmann führt an, dass der Protogingn. auch hier und da in Schweden in ziemlicher Ausdehnung sich entwickelt hat (Vägledning till bergarternas kännedom 127).

Dem Protogingneiss verwandt ist auch der sog. Arollagneiss (Studer's »Talkgneiss«), aus welchem die Hauptmasse des Matterhorns, der Dent blanche, des Weisshorns u. s. w. besteht. Innig verwachsene Gemenge von Feldspath (Orthoklas nebst Plagioklas) und Quarz, in denen nur selten ein Individuum makroskopisch erkennbar ist, werden umschlungen von verwebten Flasern oder Lamellen eines lichtgrünen, bald mehr glimmer-, bald mehr talkähnlichen Minerals, welches wahrscheinlich ein Gemenge von sericitähnlichem Glimmer mit Talk ist; die Analyse desselben ergab: 52,5 SiO_2, 23,5 Al_2O_3, 8,5 FeO, 1,0 CaO, 5,0 MgO, 6,6 Alkalien (aus dem Verlust), 2,6 Glühverlust. Dieser Arollagneiss verläuft aber auch in deutlich krystallinische, mehr oder weniger richtungslos struirte Gesteine, welche Hornblende enthalten (von Jurine 1806 Arkesin genannt); z. B. ganz einem feinkörnigen Syenit ähnlich n. von Oyace am rechten Gehänge des Valpelline; dichte graue Grundmasse mit zollgrossen Orthoklasen, Quarzkörnern, Hornblende, Titanit, etwas Plagioklas, schwärzlichbraunem Glimmer ö. und w. vom unteren Arollagletscher; Hornblendegneiss am n.ö. Fuss des Mont Collon (Gerlach, s. w. Wallis 1871). — Nach Stache und v. John (Jahrb. geol. R.-Anst. XXVII. 1877. 183) sind »Arollagneisse«, welche z. Th. eine Facies der palaeolithischen Schichtenreihe darstellen, im Gebiet der Zwölferspitz in Westtirol verbreitet, »ausgezeichnet durch lichte Färbung, Vorherrschen der knotigen gewundenen und der linearen gestreckten Lamellarstructur und die Vertheilung des zartschuppigen Glimmerbestandtheils in feinen fettglänzenden weisslichen oder lichtgrünen Häuten oder Überzügen«.

Hier schliesst sich ferner der Chloritgneiss an. Schon oben wurde bemerkt, dass Chlorit secundär aus Biotit, auch aus Granat und Hornblende entsteht, doch wird bei dem Begriff Chloritgneiss eigentlich vorausgesetzt, dass der Chlorit in demselben Sinne primär sei, wie die anderen wesentlichen Gemengtheile. In diesen Gesteinen ist der Chlorit meist nicht sehr reichlich.

Chloritgn., der Glimmerschieferformation angehörig, erscheint nach (Beyrich und) Kalkowsky auf der Scheibe, w. von Städtisch-Hermsdorf zwischen Liebau und Schmiedeberg in Niederschlesien; der reichliche Quarz bildet Körner und der stark pleochroitische echte Chlorit kurzschuppige Aggregate, beide bis ½ Zoll gross, Orthoklas steht gegen den Plagioklas zurück; kleine weissliche Flasern bestehen aus Salit, dessen Säulchen auch im Quarz und in den Chloritaggregaten, namentlich massenhaft in den Feldspathen liegen (Min. Mittheil. 1876. 88). Chloritgn. mit albitähnlichem Plagioklas, Orthoklas, Quarz und äusserst zarten, in HCl löslichen Chloritschüppchen bildet Einlagerungen in der unteren Phyllitformation auf Sect. Berggiesshübel (apatitreich) und Tanneberg in Sachsen. — Chloritgn. von einzelnen Localitäten im Wechselgebirge beschrieb Böhm; die Hauptmasse besteht aus einem glimmerähnlichen Mineral von blassgrüner Farbe, verwaschenem Aussehen, geringer Lichtbrechung und schwacher Polarisation; ausgeschieden finden sich grössere Quarze, seltenere Plagioklase mit zahlreichen Epidoteinschlüssen, kleine Epidotkörner; das Gestein enthält ziemlich viel Pyrit und Calcit (Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 210). — Ob das von C. Schmidt in den Gneissen des Maderanerthals neben Muscovit als Chlorit angeführte schuppige Mineral wirklich Chlorit ist, ermangelt der sicheren Begründung; aus dem Maderanerthal erwähnt übrigens auch vom Rath chlorit- und talkhaltige Gn.e als Chloritgneiss (Z. geol. Ges. XIV. 1862. 393). — Typischer epidotreicher Chloritgn., bei welchem in den Maschen der Chloritzüge Aggregate von Quarz und Oligoklas liegen, steht am s. Aufstieg zum Schipka-Pass im Balkan an (Rosiwal).

Hornblendegneiss.

Als Hornblendegneiss sind hier mehr oder weniger schieferige Gemenge von Feldspath, Quarz und Hornblende aufgeführt, wozu sich manchmal etwas Biotit gesellt. Dieselben stehen einerseits durch Übergänge mit den Glimmergneissen in Verbindung, indem diese Hornblende aufnehmen, andererseits mit den feldspath- und quarzhaltigen Amphiboliten. Es ist schwer, die Grenze gegen die letzteren zu ziehen, aber nicht wohlgethan, Gesteine mit sehr vorwaltender Hornblende zu den Gneissen zu rechnen. Namentlich ist es auch nicht zu billigen, gar quarzfreie feldspathhaltige Amphibolite diesen Gneissen zuzuzählen. Ferner bedingt der Name Gneiss immerhin ein gewisses planes Parallelgefüge. Die in Rede stehenden Gesteine werden wohl auch als Syenitgneiss oder Syenitschiefer bezeichnet, ein Name, welcher die irrige Vorstellung erwecken könnte, als ob dieselben in geologischer Beziehung etwas mit massigem eruptivem Syenit zu thun hätten.

Unter den Feldspathen waltet oft in einem Maasse, wie dies beim Glimmergneiss nicht der Fall, der Plagioklas vor, bisweilen bis zum fast gänzlichen Zurücktreten des Orthoklases und derlei Gesteine sind in ebenfalls nicht ganz angemessener Weise Dioritgneiss, auch wohl Tonalitgneiss geheissen worden. Im Allgemeinen scheinen die Hornblendegn.e quarzärmer zu sein als die Glimmergn.e. Über die Feldspathe und Quarze selbst ist nichts von denen der Glimmergn.e wesentlich Abweichendes zu erwähnen.

Die Hornblende wird im Schliff meist grün (bei der Schönheyder Niedermühle in Niederschlesien nach Liebisch aussen grün, innen braun) und kann Rutil,

Magnetit, Biotit, Titanit einschliessen; bisweilen ist sie mit Pyroxen verwachsen; sie wandelt sich in Chlorit oder Epidot um. In dem münchberger Hornblendegn. kommt neben der vorwaltenden feinfaserigen dunkelgrünen Hornblende auch breitgestreifte strahlsteinähnliche vor. — Biotit findet sich oft als Begleiter (häufiger als Hornblende in den Biotitgneissen), auch Chlorit, der nicht unmittelbar auf secundären Ursprung verweist. — Manchmal ist noch ein Pyroxen vorhanden, welcher bald als fast farbloser Salit, bald als mehr grasgrüner Omphacit, selten als Diallag erscheint, und einer Uralitisirung fähig ist. Kalkowsky beobachtete reichlichen Salit in den Hornblendegn.en der Zone Kupferberg-Kunzendorf in Niederschlesien. Hgn.e w. von Schönheyde in Niederschlesien enthalten neben bräunlichschwarzer Hornblende bis 1 mm lange hellgrüne Augite, bisweilen verwachsen (Liebisch). Fast farblosen Augit führt der quarzarme und dunkle titanitreiche Hgn. von Allemont im Dauphiné (Groth), reichlichen lichtgrünlichen Augit der dünnschieferige bei le Coupé auf der Canalinsel Sercq (Cohen); nach Irving beherbergen die Hgn.e von vielen Orten in Wisconsin und Minnesota Augit, welcher häufig von Hornblende umrandet ist (Amer. journ. of sc. XXVI. 27. Juli 1883). Hgn.e mit einem Gehalt an Kokkolith (stark trichroitisch: meergrün, rosa und gelbgrün), andererseits an Diopsid werden von Lacroix aus Ostindien beschrieben. Svedmark erwähnt aus der Gegend von Åluäs, ö. von Rådmansö, von Tomta und Lilltorp in Schweden Mittelglieder zwischen Hornblendegn. und Gabbro, welche granvioletten Labradorit, Hornblende, Quarz, etwas Diallag, Biotit, accessorisch Epidot, Magnetit, Apatit, Eisenkies, Rutil enthalten; der Diallag erscheint nicht selbständig, sondern allemal mit Hornblende und Biotit verwachsen und die Gesteine scheinen kaum den ihnen beigelegten Namen »Diallaggneiss« zu verdienen. Omphacit und bisweilen Enstatit findet sich in dem Hgn. des münchberger Gebiets; plagioklasreiche Abänderungen (»Diorit« Gümbel's) enthalten hier auch Diallag und Olivin. Diallagführende Biotit-Hornblendegn.e werden noch von Greim aus der Gegend von Gadernheim im Odenwald erwähnt; die Diallagkörner füllen die Zwischenräume zwischen den meist aus Plagioklas bestehenden Feldspathen aus und sind bisweilen von primärer dunkelbraungrüner Hornblende umwachsen, ihrerseits aber häufig in secundäre hellgrüne Hornblende und Chlorit umgewandelt (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. zu Darmstadt 1888. Heft IX. 20). — Granat spielt auch hier wie in den Amphiboliten oft eine bedeutende Rolle und dient gleichfalls gern als Structurcentrum, was bei den Granaten der Glimmergneisse nicht so der Fall ist. Auch darin sind die Hgn.e den Amphiboliten genähert, dass sie häufig relativ reichlich Epidot (welcher nach v. Foullon auch ganz farblos auftritt) und Rutil führen, letzteren manchmal in Titanitaggregate verwandelt; im Hgn. der Himmelsfürst-Fundgrube bei Erbisdorf ist der Rutil mit einer feinen Hülle von Titaneisen umgeben, um welche sich eine Hülle von Titanit legt, darauf folgt noch nach aussen eine dünne Schale von Biotit (Stelzner, Berg- u. hüttenmänn. Zeitg. 1883. Nr. 16). — Als seltenere Gemengtheile treten auf: Magnetit, Muscovit (in dem münchberger Gebiet über den dunkeln Glimmer vorwaltend), Apatit, Titanit,

Orthit, Zirkon, Erze, Carbonate. In sehr quarzarmen Hgn.en des Ossa-Gebirges, in denen runde Körner von Feldspath von stengeliger dunkelgrüner Hornblende umgeben werden, fand Becke eine schon makroskopische Beimengung von perlmutterglänzendem Kaliglimmer, u. d. M. auch Zoisit, sowie Verwachsungen der stengeligen gemeinen Hornblende mit Glaukophanpartieen. Von einem Epidot und grünen Biotit führenden Hgn. aus dem Arlbergtunnel sagt v. Foullon (Jahrb. geol. R.-Anst. 1885. 83): »nicht ohne Interesse ist hierin das Vorkommen von Tridymit«, ohne diese allerdings höchst auffällige Angabe weiter zu erläutern oder zu begründen. Der Hgn. von Fiskernaes an der Westküste Grönlands ist die Fundstätte des Sapphirins, welcher dort von Tremolit begleitet wird.

Die Hornblendegneisse besitzen durchgehends keine so weitgehende Parallelstructur, wie sie den Glimmergneissen eigen ist. Wegen des Ersatzes des Glimmers durch Hornblende sind eigentlich schieferige und flaserige Varietäten kaum zur Ausbildung gelangt, sondern meist nur solche mit körnig-streifiger und körnig-flaseriger Structur. Die Mengung ist bald mehr gleichmässig, bald wechseln hornblendereichere Lagen mit Feldspathlagen, eine oder beide quarzhaltig, mit einander ab. In dem quarzreichen Hgn. der langen Halbinsel Chalkidike findet sich viel Quarz in rundlichen Körnern und frischer Orthoklas abwechselnd mit dünneren Lagen lauchgrüner Hornblende (die Orthoklas-Quarzpartieen führen spärlich ein fast farbloses, stark lichtbrechendes Mineral, wahrscheinlich Pyroxen; nach Becke). Von Häståsen, ö. von Vängtorp, Section Borås in Schweden, beschrieb Stolpe einen Hgn., bei welchem in einer aus wenig Feldspath und Quarz, reichlichem Granat und schwarzem Glimmer bestehenden Hauptmasse grosse Hornblende-Individuen liegen. In den meist feinkörnigen Hgn.en von der Spittelmühle bei Reichenbach, von Hahnenbach und Lampersdorf in Niederschlesien werden Anhäufungen von Granat- und Quarzkörnern umgeben von einer aus Plagioklas und Quarz zusammengesetzten Zone, an welche sich aussen ein Kranz schwarzer Hornblendekrystalle anschliesst; ein feinkörniges Gemenge von Salitkrystallen erfüllt die Räume zwischen solchen rundlichen Massen (Liebisch). Hieran schliesst sich Stelzner's »Cocardengneiss« von Los Pozos, n. von Famatina, Provinz la Rioja in Argentinien: eine kleinkörnige zurücktretende Grundmasse bildet gewissermassen nur das Bindemittel für zahlreiche 10—15 mm grosse rundliche Körner von grauem Quarz und weissem Plagioklas, um welche (namentlich um die Quarze) sich 1 mm breite dunkle Säume schmiegen, die nur aus Hornblende und Quarz bestehen und jedem der grossen Körner ein cocardenartiges Aussehen verleihen; die Grundmasse ergibt sich schon makroskopisch als Gemenge von Quarz, Feldspath (Orthoklas und sehr reichlich Plagioklas) und grünlichschwarzer Hornblende, u. d. M. noch blassgrüner Glimmer, Titanit, Magnetit. — In Japan erscheint als unterste archäische Etage der graugrüne sog. Kashiogneiss von ausgezeichnet porphyroidischer Structur, indem in einer feinkörnigen oder dichten, zuweilen plattig spaltenden Hauptmasse, die aus Quarz, Orthoklas, Oligoklas und Hornblende besteht, bis 2 mm grosse weisse Feldspathkörner hervortreten; die stets grüne faserige Hornblende erreicht auch wohl

grössere Dimensionen, der Quarz sehr selten; Glimmer ist fast gar nicht vorhanden. Dieser Hgn. rufe im Ganzen den Eindruck hervor, als ob er ein metamorphischer dioritischer Tuff sei (T. Harada). — Der Hornblendegneiss wechsellagert mit Biotit- und Muscovitgneissen, sowie Amphiboliten, Eklogiten und enthält auch Einlagerungen dieser Gesteine, solche von Olivinfels, sowie seltenere von Kalkstein. Namentlich im Bereich des Hgn. ist oft eine schalenförmige Vertheilung abweichenden Gesteinsmaterials innerhalb der grossen und dickbauchigen, dem Gneiss eingelagerten Linsen zu beobachten.

Verbreitungsgebiete des Hgn. sind: An der Rothenburg beim Kyffhäuser; im Münchberger Gneissgebiet des Fichtelgebirges; an den Felsen des Wechselburger Schlossparks in Sachsen wird der Biotit des körnigen, zur Glimmerschieferformation gehörigen Gn. durch schwarze schilfige Hornblende verdrängt und zugleich stellen sich zahlreiche bis linsengrosse blassröthliche Titanitkrystalle ein (»Syenitgneiss«). In Niederschlesien in der Zone Kupferberg-Kunzendorf, wo nach Kalkowsky auch dichte Hornblendegn.e vorkommen; Umgegend von Reichenbach und Frankenstein; im böhmisch-mährischen Gesenke. Im Spessart und Schwarzwald; der »Dioritgneiss« des südl. Vorspessarts wurde von Goller ausführlich beschrieben; »das Gestein lässt weder in den Felsmassen noch im Handstück eine parallele Anordnung der Gemengtheile (Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Hornblende, Biotit, Titanit) erkennen«, und es ist nach dem Autor nicht ausgeschlossen, dass hier ein Eruptivgestein von lagerartigem Auftreten vorliegt, welches »durch Gebirgsdruck schieferig geworden wäre« — nachdem zwei Zeilen vorher noch einmal gerade die nicht schieferige Structur betont wurde. Bücking rechnet später diesen körnigen Dioritgneiss zum älteren Gneiss des Spessarts, doch kommen auch in oberen Niveaus des krystallinischen Schiefergebirges noch mehrere Horizonte von Hgn. vor. — Gneissgebiet von Markirch in den Vogesen, z. Th. Linsen im jüngeren Gn. bildend. In grosser Menge und Mächtigkeit im mittleren und unteren Pitzthal (Oetzthaler Gruppe) in Tirol, nach G. A. Koch; um Meran, auch im Oberpinzgau, in Steiermark zwischen Enns und Mur; im Arlbergtunnel, theilweise sehr epidotreich (»Epidot-Hornblendegneiss« v. Foullon's). — Nach A. Sjögren sind es nicht Glimmerschiefer, sondern Hgn.e, welche die Tessinmulde vorzugsweise zusammensetzen. Im oberen Allier-Thal. Auf der Canalinsel Sercq; Gneisse, welche sich am Aufbau der vor der Lizardhalbinsel liegenden Inselchen betheiligen, sehr plagioklasreich sind und Hornblende sowie Biotit gemeinsam enthalten, bezeichnet Teall als Tonalitgneiss, wobei er in diesen Gesteinen allerdings durch Dislocationsmetamorphismus umgewandelte ehemalige eruptive Tonalite zu sehen geneigt ist (Quart. journ. geol. soc. XLIV. 1888. 314). An der Nordwestküste Schottlands einen Theil des sog. Fundamentalgneisses bildend. Macculloch führt von den schottischen Inseln Tirey und Coll Gn.e auf, welche durch grossen Hornblendegehalt ausgezeichnet sind. In der Sierra Capelada (Galicia) nach Macpherson. In beträchtlicher Verbreitung, meist in inniger Verbindung mit Glimmergneiss und Hornblendeschiefer erscheint diese Gneissvarietät in Skandinavien, z. B. in den schwedischen Provinzen Westmanland (nach Hausmann), Dalarne, Södermanland, Roslagen (nach Erdmann), in den norwegischen Gneissdistricten (nach Leopold v. Buch, Keilhau, Naumann, Scheerer), in Finnland (nach v. Engelhard). Bei Umba und auf der Bäreninsel an der Halbinsel Kola (Lappland) mit ausgezeichneter Bandstreifung, indem einerseits Quarz und Feldspathe, andererseits Hornblende und brauner Glimmer lagenweise vertheilt sind (Stelzner). Fiskernaes an der Westküste Grönlands. An der Mündung der Selenga in der Umgegend des Baikal-Sees in Ostsibirien geht der Hgn. aus grauem Gn. hervor, indem Hornblende eintritt und

zugleich die Betheiligung des Plagioklases (Oligoklas, an der oberen Selenga Labradorit), Titanits und Titaneisens zunimmt (Vélain). Vielorts in Nordamerika; ausgezeichnete biotitführende Hgn.e mit sehr frischem und vorwaltendem Plagioklas, apatitreich und oft Titanit führend, erscheinen in Nevada und Utah, z. B. am Nordende der Lake Range, im Clover Cañon der Humboldt Mts., wo die Hornblende die wunderlichsten Fracturen und Zersplitterungen aufweist, Ogden und Farmington Cañon (Wahsatch Range), Rawlings Peak in Wyoming, North Park. — Djurland in Centralafrika; zwischen Mruasi und Korogwe, Unterlauf des Pangani in Ostafrika (Rosiwal); Antoby in Madagaskar (orthoklasfrei nach Hatch).

Der Anthophyllitgneiss von Oedegården in Bamle (Norwegen) besteht aus Oligoklas, Quarz, Anthophyllit, reichlichem braunem Rutil nebst etwas Zirkon; die langen Anthophyllit-Individuen sind dem blossen Auge theils farblos, theils bräunlich, die letzteren werden im Dünnschliff violettgrau (Lacroix, Bull. soc. fr. minér. April 1889).

Ein Glaukophangneiss mit Orthoklas, Plagioklas (darunter Albit), sowie einem Gehalt an Zirkon wird von Macpherson aus der Gegend von Vigo in Galicia erwähnt; Rosenbusch fügt N. Jahrb. f. Min. 1882. II. Ref. 57 hinzu, dass ein ganz identisches Gestein auch zu Cevadaes in Portugal auftritt.

Pyroxengneiss, Augitgneiss.

Ein geologisch zum Gneiss und zwar meist zu den oberen Etagen desselben gehörendes Gestein, welches selten mächtigere und anhaltende Lagen, gewöhnlich reihenförmig geordnete linsenförmige Massen bildet und in erster Linie aus Feldspath, Quarz und malakolithähnlichem Pyroxen besteht, dabei viele verschiedene Varietäten, auch durch das Eintreten anderer Mineralien offenbart und stellenweise Übergänge in mineralreiche körnige Kalksteine zeigt, aus denen sich das Gestein förmlich zu entwickeln scheint. Der Feldspath kann Anorthit, Labradorit, Oligoklas, Albit sein, auch Orthoklas ist nicht ausgeschlossen. Neben ihm oder anstatt desselben erscheint sehr häufig Skapolith, und ein weiterer Gemengtheil vieler Vorkommnisse ist Wollastonit; beide sind theils ein Umwandlungsproduct basischer Feldspathe, theils anscheinend primärer Natur. Titanit pflegt reichlich zu sein. Die Gesteine sind meistens feinkrystallinisch, selten eigentlich schieferig, oft aber streifig-gebändert. — Die nur accessorisch Pyroxen führenden Glimmergneisse sind S. 193 aufgeführt. — Von Lacroix stammt eine ausgezeichnete Monographie: Contributions à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite (Bull. soc. fr. de minér. April 1889).

Zuerst hat wohl Törnebohm auf solche Pyroxengneisse, welche keinen oder fast keinen Glimmer enthalten, aufmerksam gemacht. In dem Gneiss (»schwarzen Granit«) von Varberg in Schweden fand er neben Orthoklas und Quarz zweierlei Pyroxene, einen saftgrünen, orthopinakoidal spaltbaren Omphacit und braungelben Bronzit; an ihre Stelle tritt zuweilen braungrüne Hornblende, während Glimmer sich nur ganz untergeordnet einfindet. Die Pyroxene vereinigen sich mit Hornblende und Magnetit zu makroskopischen streifigen Partieen, deren Anordnung die schieferige

Structur bedingt. Nach Svedmark hält der pyroxenführende Gn. der Gegend von Varberg auch Skapolith. Der Biotitgn. im Kirchspiel Jäderbo in Gestrikland zeigt schwach braungelb gefärbten Bronzit in lagenweiser Vertheilung (Stockh. Geol. Fören. Förh. V. 1880—81. 20).

Augitgneiss von der Rothenburg am Kyffhäuser, Lagen in anderen Gneissen bildend, enthält nur Augit, Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Apatit (Dathe). — Im östlichen Thal von La Hingrie, zwischen dem Markircher und Weiler Thal in den Vogesen, fand Cohen einen echten Augitgneiss mit den Hauptgemengtheilen Feldspath (frisch vielfach lamellirt, aber meist saussuritartig verändert), lichtgrünem Augit (frisch, mit guter Spaltbarkeit), Quarz (mit vielen apatitähnlichen Mikrolithen und grossen Flüssigkeitseinschlüssen). Die meist schon makroskopisch erkennbaren Gemengtheile bilden bald ein gleichmässig kleinkörniges grünlichgraues Aggregat, bald wechseln augitarme und augitreiche Lagen, bald treten grosse Partieen von Quarz oder Feldspath nester- und trumförmig hervor; accessorisch Titanit, etwas Zirkon, opakes Eisenerz; Hornblende und Glimmer fehlen. — Lacroix möchte auch das Vorkommen von Passau mit dem als Porzellanspath oder Passauit bezeichneten Skapolithmineral zum Pyroxengneiss rechnen; es ist u. d. M. ein Gemenge von Quarz, Orthoklas, Pyroxen, Skapolith und er vermuthet, dass der das Gestein angeblich umschliessende Syenit Gümbel's ein Hornblendegneiss ist.

Merkwürdig sind die von Becke unter dem Namen Augitgneiss beschriebenen Gesteine aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Burgerwies und Mühlfeld, der Gegend von Els und Maigen, vom Seyberer Berg bei Weissenkirchen, w. von Gföhl u. a. O. Das Gestein bildet meist nur kleine Linsen und Lager namentlich in Gneissen und Salit-Amphiboliten; in den Gneissen sind die Linsen stets von einer wenn auch nur dünnen Amphibolithülle umgeben. Diese Augitgn.e gehen über in körnige Kalke und in Hornblendegesteine, nie in echte Glimmergn.e. Das Pyroxenmineral ist meist sehr licht mit der für den Salit bezeichnenden Absonderung nach der Endfläche, anderswo dunkler und dann kokkolithartig, niemals diallagähnlich. Neben dem Pyroxen erscheint fast stets etwas Hornblende, manchmal auch etwas Biotit. Orthoklas, mit häufiger Hinneigung zum Mikroklin, fehlt sehr selten vollständig; bald ist er der alleinige Feldspath, bald herrscht Plagioklas bei weitem vor; in anderen Pyroxengn.en wird der Plagioklas gewissermassen durch Skapolith vertreten, welche beide Mineralien sich gewöhnlich ausschliessen. Quarz wird kaum je völlig vermisst. Granat ist meist vorhanden, oft ausserordentlich reich an Einschlüssen von Quarz und Feldspath, manchmal in eigenthümlichen Wachsthumsformen um ihn sind Hornblende, Glimmer, Magnetkies angehäuft und oft gruppirt. Manche Vorkommnisse, namentlich die skapolithhaltigen führen in sehr reichlicher Menge primären Calcit, welcher gar den Übergang in körnigen Kalk vermittelt, in anderen aber nur spärlich ist. Die calcitreichen halten auch viel Magnetkies, den einzigen Erzgemengtheil. Titanit fehlt fast nie, Apatit erscheint hin und wieder. Die Gesteine sind meist kleinkörnig bis fast dicht, manchmal körnig-streifig. Wegen weiteren Details muss auf die wichtige Arbeit selbst verwiesen werden.

Ferner mag hierhergestellt werden das »Plagioklas-Pyroxengestein«, welches C. W. Cross als wechsellagernd mit dem Biotitgn. von Roguedas im Morbihan beschreibt (Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 372). Der Name ist nicht ganz bezeichnend, da es wesentlich aus Plagioklas, Pyroxen, bisweilen viel Quarz und Orthoklas in wechselnder, manchmal reichlicher Menge besteht. Das grünlichgraue zähe Gestein ist gleichmässig körnig gemengt, die Gemengtheile erreichen selten 3 mm Grösse. Der hellgrüne, gut prismatisch spaltbare Pyroxen zeigt ausserdem eine sehr detaillirte Ablösung nach dem Orthopinakoid und wandelt sich in Hornblendebüschel um. Accessorisch ist stets viel Titanit, in gewissen Lagen auch Vesuvian, dessen grössere

Individuen von Granatkörnern durchwachsen werden. Die der Fluthwirkung ausgesetzten Gesteinspartieen zeigen den Orthoklas in Kaliglimmer umgesetzt, den Plagioklas seltener in Calcit, häufiger in weissen seidenglänzenden faserigen Wollastonit umgewandelt, wobei in sehr merkwürdiger Weise in den Plagioklas sich hineinschiebende Reihen von secundären Flüssigkeitseinschlüssen als Vorläufer der später an ihre Stelle tretenden zarten Wollastonitnädelchen dienen. Übrigens ziehen sich die Pyroxengn.e im Morbihan und im Dép. Loire inférieure in einzelnen Ablagerungen aus der Gegend von Lorient bis nach Nantes auf eine Länge von 40 km; hier findet sich auch Skapolith, ein Vorkommniss von l'Etang besteht blos aus Skapolith, Pyroxen und Titanit; der Skapolith bildet Zwillinge mit gekreuzten Hauptaxen und verändert sich längs seiner Sprünge in eine amorphe Substanz; vgl. Lacroix, Pyroxengn.e der Bretagne im Bull. soc. des sc. nat. de l'Ouest de la Fr. I. 1891. 173. — Im Pyroxengn. von St. Clément (Puy de Dôme), dem von Rognedas ähnlich, sind die grossen Anorthite local durch mehrere Centimeter lange Wollastonitbüschel ersetzt. — In dem Massiv von Mercus und St. Barthélemy (Ariège) stehen mit Cipollin und sauren Gneissen eingelagerte Pyroxengn.e in Verbindung, dicht und zäh, heller oder dunkler grün, bestehend aus hellgrünem, oft uralitisirtem Diopsid, tiefgrünem Amphibol, Plagioklas, Quarz, Titanit; bei Arignac treten die farblosen Gemengtheile bis zum Verschwinden zurück; andererseits werden Feldspathe und Quarz durch Skapolith ersetzt und dann stellen sich auch Epidot und Calcit ein: diese Gesteine gehen in Cipollin über. — Weitere Vorkommnisse von Pyroxengn. lagern, ebenfalls nach Lacroix, in der Provinz Huelva in Spanien (mit Oligoklas, Orthoklas, Quarz, Pyroxen, Amphibol, Titanit; in feldspathfreien Varietäten erscheint selbst vorwaltender Skapolith) und bei Pedroso, Prov. Sevilla.

Nicht unähnlich den niederösterreichischen Vorkommnissen sind die von Wulf beschriebenen skapolithführenden Augitgneisse aus dem Herero-Lande. In dem grobkörnigen ungeschieferten Gestein von der Kupfermine wechseln an fettglänzendem, ziemlich parallel gelagerten Skapolith reiche und dabei augitarme Partieen mit umgekehrt zusammengesetzten. Der Skapolith (mit Einlagerungen von Eisenglimmer und Quarzlinschen) entbehrt selbständiger Contouren, der ziemlich frische, merklich pleochroitische Augit (mit einer Auslöschungsschiefe von 47° auf ∞P∞) wandelt sich wohl in Uralit und Epidot um; Plagioklas und Quarz treten zurück; sehr spärlich accessorischer Apatit und Muscovit. Bei Husab ist Quarz und Plagioklas reichlicher, der Augit tritt zurück, Granat stellt sich ein. Bei Ahuawood und Reed kommen ganz oder fast skapolithfreie Augitgn.e von graugrüner Farbe und mittlerem oder feinem Korn vor, welche Quarz, einen sehr kalkhaltigen Plagioklas, grünen und daneben fast farblosen Pyroxen, accessorisch Titanit, Hornblende, Apatit führen. Bei Reed erscheint auch ein »Wollastonit-Augitgneiss«, ziemlich feinkörnig und graugrün, bestehend aus Wollastonit, welcher makroskopisch sehr kleine Täfelchen bildet, mikroskopischem Augit, Quarz, Granat (der röthliche Flecken erzeugt), reichlichem Titanit.

In der Umgegend von Canton (St. Lawrence Co., New-York) u. a. O. in Nordamerika entwickeln sich aus den dem Gneiss eingelagerten mineralreichen Kalken local Pyroxengn.e, welche auch Skapolith führen können. An der Ostseite des Morin-Massivs am unteren St. Lorenz kommen in dem laurentischen Gn. Zwischenschichten von dunkelm Pyroxengn. vor, mit viel Augit, Hypersthen und Plagioklas, oft Biotit, Hornblende, ein wenig Quarz und grosser Menge ungestreiften Feldspaths (Frank D. Adams, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 1893. 463).

Körnig-schuppigen, oder lagenweise struirten Hypersthen-Anomit-Plagioklasgneiss mit bis 2 cm grossen nelkenbraunen Hypersthenen, auch Granat, Hornblende, Diallag, Titaneisen, Apatit, Zirkon, orthoklasfrei, beschrieb

Rosiwal aus dem Flussbett des Pangani zwischen Korogwe und Maului in Ostafrika.

Noch weiter als die zuletzt genannten Gesteine entfernt sich von dem Begriff des eigentlichen Gneisses Lacroix's »Anorthitgneiss« von Salem an der Coromandel-Küste, auch von Kandy auf Ceylon. Die den basischen Gneissen eingelagerten, hellfarbigen zuckerkörnigen, oft compacten Gesteine sind dieselben, aus denen Bournon 1802 zuerst den Korund und Anorthit (als sog. Indianit) beschrieben hat. Rundliche Körner von typischem Anorthit machen 90% der Masse aus, weiterhin erscheinen makroskopisch schwarze Hornblende, Granat, Fouquéit (s. unten), Korund, mikroskopisch noch Skapolith, Augit, Epidot und zuweilen Titanit; Quarz fehlt also diesem »Gneiss«. Von den basischen Gemengtheilen, die meist gehäuft in den Lücken zwischen dem Anorthit liegen, sind Augit, Hornblende und Skapolith zuweilen jünger als Anorthit, zuweilen gleichalterig mit ihm. Hornblende und Augit, welche sich gegenseitig umwachsen, sind gleichzeitig entstanden, Granat und Fouquéit jünger als diese, Epidot gilt gleichfalls als ursprünglicher Gemengtheil. — Das neue Mineral Fouquéit bildet meist zugerundete, citronengelbe, im Dünnschliff farblose monokline Krystalle von 0,5—1 mm Länge. Eine deutliche Spaltbarkeit macht in Schnitten parallel ∞P∞ {010} 108° mit der Längserstreckung, steht in Schnitten parallel ∞P∞ {100} senkrecht auf der letzteren und wird als Basis 0P{001} angenommen, welche auch die optische Axenebene ist; spitze positive Bisectrix die Orthodiagonale; optischer Axenwinkel nahezu 90°; $\gamma - \alpha = 0,020$; $\varrho < v$. Die Analyse farbloser und gelblicher Splitter ergab: 38,6 (38,3) SiO_2, 32,5 (31,9) Al_2O_3, 1,9 (4,4) FeO, 23,9 (23,5) CaO, 2,7 Glühverlust, die Zusammensetzung ist also ganz zoisitähnlich; spec. Gew. 3,24 (3,31).

Chemische Zusammensetzung von Gneissen.

I. Rother Gn. zwischen Leubsdorf und Eppendorf, s. von Oederan, granitähnliches feinkörniges Gemenge von rothem Feldspath, Quarz und grauem Glimmer. Quincke, Ann. d. Chem. u. Pharm. XCIX. 1856. 239.

II. Rother Gn.; Muscovitgn., Wagenbachgrund auf Sect. Zöblitz; führt etwas Apatit; W. Knop 1884.

III. Grauer Freiberger Normalgn., Biotitgn., aus dem Kleinschirmaer Wald, Durchschnittsanalyse von 20 Pfund Gestein. Richter, Freiberger Jahrb. f. d. Berg- u. Hüttenmann 1858. 221.

IV. Grauer Freiberger Normalgn. aus 268 Lachter Teufe der Grube Himmelfahrt. In den 3,68 FeO stecken 0,18 MnO. Enthält noch 0,26% Eisenkies, Spuren von Kupferkies u. Yttrium. Scheerer, Z. g. Ges. 1862. 26.

V. Grobflaseriger Gn. von Norberg in Schweden, mit rothem Orthoklas, etwas lichtgrauem Oligoklas, Quarz und grauschwarzem Glimmer. Schönfeld und Roscoe, Ann. d. Chem. u. Pharm. XCI. 1854. 306.

VI. Grauer grobschieferiger Gn. von Eketjärn, Kirchspiel Steneby in Schweden. Hummel u. E. Erdmann 1870.

VII. Zweiglimmeriger Gn. aus dem Arlbergtunnel mit vorwaltendem Biotit, führt Granat, wenig Rutil und Erz. v. Foullon, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXV. 1885. 73.

VIII. Zweiglimmeriger Gn. vom Aktiniahafen auf der Insel Taimur, Küste von Sibirien. Lindström bei Törnebohm, N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 430.

IX. Cordieritgneiss von Lunzenau in Sachsen; spec. Gew. = 2,768. Fikenscher 1867.

X. Hornblendegn. aus dem Ogden Cañon, Wahsatch Range, Utah. King 1877.

XI. Hornblendegn. n.w. vom Bahnhof Ober-Ramstadt bei Darmstadt, mittelkörnig, dunkelgrün; sp. Gew. = 2,664. Lepsius 1881.

XII. Granatreicher Biotitgn. von Gadernheim im Odenwald; sp. Gew. = 2,8097. Lepsius 1881.

XIII. Granatgn. ö. von Trosa in Schweden, mit Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Glimmer, etwa die Hälfte grosse Thonerdeeisenoxydgranaten. Santesson bei Hummel 1874.

XIV. Augitgn. aus dem ö. Thal von La Hingrie, Vogesen, bestehend aus Feldspath, lichtgrünem Augit, wenig Quarz, Titanit, Zirkon, opakem Eisenerz. van Werveke bei Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 203.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure . .	75,91	75,22	66,42	65,64	74,51	67,16	64,18
Thonerde . . .	14,11	15,03	14,76	14,98	13,05	16,74	16,14
Eisenoxyd . . .	—	1,86	—	2,62	—	2,13	7,75
Eisenoxydul . .	2,03	—	7,50	3,68	3,85	1,96	—
Kalk	1,14	0,15	2,20	2,04	3,26	3,96	1,63
Magnesia . . .	0,40	0,01	1,80	2,08	0,48	1,10	3,29
Kali	4,16	4,35	3,52	3,64	2,31	2,38	2,46
Natron	1,77	3,43	1,75	2,56	3,64	2,83	3,14
Titansäure . . .	—	—	—	0,86	—	—	—
Wasser	1,16	0,02	1,85	1,18	—	0,78	2,04
	100,68	100,06	99,80	99,28	101,10	99,04	100,63

	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.
Kieselsäure . .	72,34	64,44	74,95	59,00	61,95	56,80	56,44
Thonerde . . .	15,05	18,18	9,42	21,60	14,06	20,73	14,37
Eisenoxyd . . .	—	—	7,47	1,20	0,89	6,27	1,02
Eisenoxydul . .	1,22	6,24	—	2,93	12,30	5,43	4,68
Kalk	1,02	0,67	1,65	6,63	2,93	0,94	13,15
Magnesia . . .	0,59	2,98	0,13	3,54	3,15	2,90	3,70
Kali	4,19	3,19	2,02	2,34	2,51	3,96	1,23
Natron	4,42	0,46	4,05	0,78	0,46	1,08	4,30
Titansäure . . .	—	1,70	—	0,53	—	—	0,62
Wasser	0,43	2,10	1,02	1,54	1,73	1,11	0,47
	99,26	99,96	100,72	100,10	99,98	99,22	99,98

VI enthält noch Spur von MnO; IX noch 0,58 MnO; X noch ZrO_2 (TiO_2?); XII noch 0,22 MnO.

Was die Glimmergneisse (I bis VIII) anbetrifft, so zeigen die nicht übermässig glimmerreichen eine völlige Übereinstimmung mit der Zusammensetzung der Granite, wie dies bei den glimmerarmen sächsischen Muscovitgneissen der Fall ist (I und II, auch V und VIII), während die Freiberger grauen Gn.e wegen ihres Reichthums an Biotit etwas basischer sind (III, IV). Während K_2O procen-

tarisch über Na_2O vorzuwalten pflegt, entsprechend dem Überwiegen des Orthoklases gegenüber den triklinen Feldspathen, kommt auch das Gegentheil vor, was bei richtigen Analysen auf dem Vorherrschen des Plagioklases (oder auf einem Natrongehalt des Orthoklases) beruht. Ein Albitgn. vom Grundlitz bei Stammbach im Fichtelgebirge enthält bei 73,45 SiO_2 gar 8,12 Na_2O gegen nur 2,50 K_2O. Auch die Gesammtmenge der Alkalien ist recht verschieden. In einem grauen Gn. von Himmelfahrt bei Freiberg fand Scheerer 4,65 CaO, was bei der fast völligen Abwesenheit von Granat auf das Dasein eines basischen Plagioklases schliessen lässt.

Die Analysen IX bis XIII beziehen sich auf besondere Gneissvarietäten, bei denen nach Maassgabe des dieselben bedingenden Minerals die Zusammensetzung verschieden und oft von der des gewöhnlichen Glimmergn. sehr abweichend ausfällt. In einem »porphyrähnlichen Dichroitgneiss« von Drachselsried bei Bodenmais fand Wittstein 73,79, in dem typischen Cordieritgneiss von Pemfling bei Cham nur 56,14 SiO_2, dabei den grossen Gehalt von 15,60 Fe_2O_3 und 2,30 FeO, dagegen auffallender Weise gar keine MgO. Die Hornblendegn.e X und XI sind ebenfalls sehr verschieden zusammengesetzt und können ein ganz dioritähnliches Bild gewähren; hier wechselt eben die Quantität der Hauptgemengtheile (Quarz, Feldspathe, Hornblende), die Beschaffenheit der Feldspathe, wohl auch die Zusammensetzung der Hornblenden in hohem Grade. Die Granatgn.e haben bisweilen besonders hohen Kalkgehalt (Granatgn. von Gråskår in Schweden 5,21 CaO); bei XII und XIII ist dies nicht der Fall, XIII hat sogar auffallend geringen Gehalt an CaO, dagegen hohen an Al_2O_3 und Fe, wegen der angeführten Zusammensetzung des reichlichen Granats, der auch die sehr geringe SiO_2-Menge bedingt. Das Vorkommniss XII führt nach Sandberger Graphit, der in der Analyse nicht angegeben ist. Der Augitgn. XIV ist ebenfalls sehr arm an SiO_2, dagegen reich an CaO.

Über die chemischen Veränderungen, welche durch verschiedene Zersetzungsprocesse in der Gneisszusammensetzung hervorgebracht sind, vgl. Scheerer, Annal. d. Chem. u. Pharm. CXXVI. 1863. 1. — Das spec. Gew. des Glimmergn. beträgt ähnlich wie das des Granits 2,6—2,72.

Wenn im Gneiss der Glimmer auf Kosten des Feldspaths vorwaltend wird, so geht daraus Glimmerschiefer hervor; Zwischenstufen bezeichnet man als Gneissglimmerschiefer. Aus einem Hornblendegn. kann Hornblendeschiefer ebenso hervorgehen, wie Glimmergn. in Glimmerschiefer verläuft. Petrographische Übergänge sind auch zwischen Gn. und Granulit bekannt, z. B. in den Umgebungen von Griesebach in der Oberpfalz. Nach Keilhau zeigt der Gn. Norwegens sowohl in der Richtung des Fallens als des Streichens die vollkommensten, sich mitunter auf meilenlangen Strecken entwickelnden Übergänge in Quarzit (Gaea Norvegica III. 1), was auch sonst mehrfach vorkommt.

Ausser den früher erwähnten accessorischen Gemengtheilen enthält der Gneiss manchmal noch eigenthümliche accessorische Bestandmassen, welche sich gewöhnlich als Linsen von grobkörnigem glasähnlichem Quarz oder

als ähnlich geformte grosskörnige Aggregate von Feldspath und Quarz, ohne Glimmer, oder nur mit sehr wenig Glimmer durchmengt, darstellen. Bisweilen sind diese Ausscheidnngen so zusammengesetzt, dass der Kern aus Quarz besteht, welcher von grossen Feldspathindividuen umschlossen wird, mitunter haben solche Massen auch wohl eine schriftgranitartige Beschaffenheit und führen fremde Mineralien, wie Turmalin oder Beryll. Grosse Quarznester im Gn. von der Aumühle bei Damm in der Gegend von Aschaffenburg enthalten meergrünen Beryll in grösseren zusammengehäuften Bündeln, Orthoklas, schwarzen Turmalin und Apatit (Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1878. 842). Scheerer beschreibt interessante Vorkommnisse dieser accessorischen Bestandmassen aus dem s. Norwegen von den Inseln Flagstadöe und Buöe, vom Hitterdalsee in Thelemarken (N. Jahrb. f. Min. 1843. 662. 660. 633). Derartige Concretionen sind s auch, in welchen man unzweifelhaften Albit gefunden hat. Diese Linsen von Quarz oder Quarz-Feldspath liegen meist in der Schieferung eingebettet, verlaufen in seltenen Fällen aber auch quer gegen die letztere. Zu don accessorischen Bestandmassen gehören in gewissem Sinne auch die Lagen, Knöllchen und Knauer von Faserkiesel, dic seltenen Linsen von Gedrit, Sapphirin u. s. w.

Neben der Parallelstructur des Gneisses zeigt derselbe auch in der Regel eine deutliche Schichtung. Besonders in den flaserigen und schieferigen Gneissen ist die Abtheilung in Schichten unverkennbar, während sie in den körnig-schuppigen, mehr granitartige Structur aufweisenden gewöhnlich weniger entwickelt zu sein pflegt. Die Schieferung und die Schichtung gehen einander gewöhnlich parallel, die Erscheinung der transversalen Schieferung ist nur in relativ sehr wenigen Fällen beobachtet worden. Jokély fand sie an den flaserigen Gn.en des Cizower Waldes in Mittelböhmen (Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 371); früher schon hatte Keilhau an norwegischen Gn.en dieselbe wahrgenommen (N. Jahrb. f. Min. 1846. 845), auch B. Studer beobachtete an den Gn.en zwischen Loco und Tegna unweit Locarno, dass die Glimmerblättchen in den horizontalen Bänken stets vertical stehen, betrachtet dies aber nicht als transversale Schieferung der Gneissschichten, sondern findet darin einen Grund, die Gneissbänke als Zerklüftungsmasson anzusehen (N. Jahrb. f. Min. 1850. 828; vgl. auch Stapff im N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 75). In muscovitreichen zweiglimmerigen Gn.en der Sect. Geyer sind zufolge Schalch nicht selten die Biotitblättchen quer auf die Schichtung gerichtet. Auch der fibrolithreiche Gn. des Eulengebirges zeigt vereinzelte Biotitblättchen quer gegen die Schieferung gestellt. Andere Fälle der Transversalschieferung durch Querstellung der Glimmerlamellen erwähnt H. Reusch vom Sörfjord und n. von der Station Trengereid (Halbinsel Bergen). Über die ausgezeichnete, in der Structur des sog. Stengelgneisses oder Holzgneisses zum Ausdruck kommende Transversalschieferung vgl. S. 203 und 205.

Die Gneissschichten bilden bald ungeheure kuppelartige Gewölbe, indem sie in der Mitte ihres Bereichs eine mehr oder weniger horizontale, an ihren Grenzen gegen das Nebengestein zu eine steile Stellung mit allseitig nach aussen gerich-

tetem Fallen besitzen (Erzgebirge, Gegend von Bergen), bald sind sie zonenartig in Sättel und Mulden gebogen, welche in nahezu parallelem Streichen zu wiederholten Malen auftauchen (Skandinavien, Canada), bald weisen sie fächerförmige Schichtenstellung auf (Centralstock der Alpen, Theil des Himalaja), bald befinden sie sich in einseitswendiger Stellung, indem sie im Allgemeinen sämmtlich eine nach einer bestimmten Richtung hin geneigte, meist sehr steile Lage besitzen (Bayerisches Waldgebirge).

Während bisweilen eine einzige, durch Structur oder Mineralgehalt charakterisirte Gneissart über grössere Areale anhaltend ausgedehnt ist, findet anderswo ein Wechsel im Gefüge oder der mineralischen Zusammensetzung statt, und zwar sowohl im Streichen der Schichten als in ihrer Überlagerung, wobei Übergänge die einzelnen Gneissarten verbinden. — Kalkowsky hebt hervor, dass die einzelnen Gneissvarietäten oft nur ein räumlich beschränktes Verbreitungsgebiet aufweisen. »So ist der mit dem Namen rother Gneiss belegte Kaliglimmergneiss des Erzgebirges auf dieses Gebirge und wenige Punkte des n. Böhmens beschränkt. Die sandig-körnigen Gneisse des Riesengebirges und Eulengebirges kommen weder in Sachsen noch in Bayern wieder zum Vorschein. Die dunkeln Gneisse mit einem an Eisen reichen Glimmer treten ausserhalb des Schwarzwaldes nur in sehr beschränkten Massen auf. Die Magnetitgneisse Schwedens sind in Deutschland bisher nicht gefunden worden« (N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 21).

Mancherlei Einlagerungen fremder krystallinischer Gesteine sind in den Gneissen, namentlich in den höheren Niveaus seiner Ablagerungen, bekannt, während dieselben in den unteren Stufen der Gneissformation allerwegen zu fehlen pflegen, welche sich daher durch eine grössere Eintönigkeit auszeichnen. Viele solcher Einlagerungen treten in wiederholtem Wechsel zwischen den Schichten des Gn. auf und erweisen sich durch Übergänge damit verbunden. Die wichtigsten derselben, deren Hauptvorkommnisse bei den einzelnen erörtert werden oder wurden, sind: Quarzit und Quarzitschiefer. — Granulit; Hälleflinta. — Hornblendeschiefer. — Glimmerschiefer (z. B. im erzgebirgischen Gneiss bei Leubsdorf unweit Augustusburg, bei Hermsdorf unweit Altenberg, n. von Klösterle nach Naumann). Chloritschiefer und Phyllit. — Gabbro (Zobtenit). Olivingesteine und Serpentin. Eklogit. Granatfels, Epidotfels und ähnliche Massen. — Körniger Kalkstein und Dolomit; körnige Kalksteine, manchmal durch Graphit bläulichgrau bis schwärzlichgrau gefärbt, sind namentlich ausserordentlich häufig in den oberen Gn.en eingelagert; charakteristisch ist dabei die grosse Verbreitung gewisser Silicate, welche sich im Kalk an der Grenze gegen den Gn. zu entwickelt haben und sich an den entlegensten Fundorten in auffallend ähnlicher Weise einstellen (Augit- und Hornblendemineralien, Wollastonit, Granat, Vesuvian, Epidot, Skapolith, Chondrodit u. s. w.). Durch ihren Reichthum an Contactmineralien sind bekannt die Kalke von Boden bei Marienberg in Sachsen, Brotterode in Thüringen, vom Manhartsberg in Österreich, Perthshire in Schottland, Arendal in Norwegen, Åker in Södermanland, Lindbo in Westmanland, Malsjö, Gullsjö in Wermland, Gökum in Upland, Pargas in Finnland, und von zahl-

reichen Orten in Nordamerika. — Graphit. — Smirgel. — Kryolith. — Magneteisen, Eisenglanz und andere Erze, namentlich in den skandinavischen Gneissen.

Hier muss sodann die Rede sein von den merkwürdigen geröllführenden Gneissen. Das wohl bestbekannte Beispiel, welches von Sauer eingehend untersucht wurde (Sect. Elterlein 1879; Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. LII. 1879. 706), befindet sich auf dem linken Mittweida-Ufer gegenüber dem Obermittweidaer Hammerwerk (auch bei Crottendorf) in Sachsen. Dort sind den biotithaltigen Muscovitschiefern der erzgebirgischen Glimmerschieferformation langgezogene Linsen zweiglimmerigen Gneisses (feldspathhaltigen Glimmerschiefers) concordant eingelagert, welche die Gerölle führen. Letztere haben zwischen Kopf- und Bohnengrösse, sinken bis Erbsengrösse und noch darunter hinab und sind eiförmig bis kugelrund, auch wohl flach abgerundet. Die Oberfläche der Gerölle ist glatt und mit einer zarten Schicht von Biotit wie mit einem Firniss überzogen. Sie sind stets scharf von dem umgebenden Gestein getrennt, so dass sie sich oft beim Zerschlagen herauslösen. Quarztrümer, welche die Gerölle bisweilen durchsetzen, schneiden scharf an der Umgrenzung ab und ziehen sich nicht etwa in das umgebende Gestein hinein. Bei den aus Gneiss bestehenden Geröllen steht die Schieferungsebene bisweilen schief oder gar fast senkrecht (z. B. 70°) auf der Schieferungsebene des umgebenden Gneissgesteins. Das Material der Gerölle besteht z. Th. aus verschiedenen Graniten, die bald mittel- bis grobkörnige, bald aber auch sehr feinkörnige (mikrogranitische), ja selbst ausgesprochen porphyrartige Structur besitzen, mit wohlbegrenzten Quarzdihexaëdern, in welche fluidale Grundmasse buchtenartig eingreift. Ein anderer Theil der Gerölle wird aus Gneiss gebildet, vorwiegend von grobflaseriger oder körnig-flaseriger Beschaffenheit, und endlich finden sich auch Gerölle von körnigem Quarzit. Es ist wohl kaum daran zu zweifeln, dass die rundlichen Körper Gerölle sind und die einschliessende Masse sich von echten krystallinischen Schiefern nicht unterscheidet. Vgl. auch den Abschnitt VIII in Joh. Lehmann, Untersuch. üb. d. Entstehungsweise d. altkryst. Schiefergesteine. — J. Roth hat (Sitzgsber. Berliner Akad. 1883. 689) die Ansicht vorgetragen, dass diese Körper Ausscheidungen im Gneiss darstellen, ohne dass aber seinen gegen die Geröllenatur erhobenen Einwendungen, noch den Momenten, die er zu Gunsten der Ausscheidungsnatur geltend zu machen versucht, eine Beweiskraft zuzukommen scheint; vgl. auch Geologie II. 428; III. 13. — Noch eine andere Ansicht wurde von M'Kenny Hughes und Bonney geäussert, dass nämlich die einschliessende Masse kein eigentlicher Gneiss, sondern nur der metamorphosirte Detritus eines Biotitgranits oder Biotitgneisses, dass die ganze Ablagerung jünger als der eigentliche Gneiss und nur durch eine Verwerfung in dessen Niveau gerückt sei (Qu. journ. geol. soc. XLIV. 1888. 20. 25). — Koechlin-Schlumberger berichtet von Granitgeröllen im Gn. zwischen Odcren und Thalhorn im Ober-Elsass (Delbos u. Koechlin-Schlumberger, Descript. min. et géol. du Haut-Rhin I. 83. 159). — Im Gn. s. von Rödja, Kirchspiel Sandsjö in Småland, kommen auch Gerölle vor. — Deutliche Conglomeratlager

erscheinen nach G. H. Williams in den Gn.en des Piedmont-Plateaus in Maryland (Bull. geol. soc. America II. 1891. 301).

Der Gneiss ist dasjenige Gestein, aus welchem in Verbindung mit den zu ihm gehörigen Einlagerungen (namentlich von Hornblendeschiefern, Quarziten und körnigen Kalken) insbesondere die untere Hälfte der archäischen Formationsgruppe vorwaltend aufgebaut wird, deren obere Hälfte dann namentlich aus Glimmerschiefern, Chloritschiefern, Talkschiefern und Phylliten besteht. Zuweilen wird aber auch unter Fehlen dieser oberen Hälfte die Gneissformation von jüngeren Sedimentärgliedern, dem Silur, dem Steinkohlengebirge oder von noch jüngeren Schichten discordant überlagert. Wie weit schieferige Gemenge von Quarz, Feldspath und Glimmer, welche in dem oberen Niveau der archäischen Formationen, namentlich in demjenigen der Glimmerschiefer auftreten, als Gneisse oder als feldspathführende Glimmerschiefer zu bezeichnen sind, muss von der Erwägung der geologischen Verbandverhältnisse abhängen. Innerhalb der eigentlichen Gneissformation scheint es, dass die tiefsten Schichten mit einem mehr gleichmässigen Charakter über besonders grosse Gebiete ausgedehnt vorliegen, eine Neigung zur richtungslos-körnigen Structur entwickeln und von fremden Einlagerungen frei sind. Diese ältesten Gneisse pflegen vorwiegend Biotitgneisse zu sein, Muscovitgneisse nehmen in der Regel einen höheren Horizont ein. Die oberen Niveaus der Gneissformation sind es, in welchen, wie angeführt, die fremden Einlagerungen gehäuft vorkommen.

Im *sächsischen Erzgebirge* werden unter den dort sehr weit verbreiteten Gneissen zur Zeit hauptsächlich unterschieden:

A. **Biotitgneiss und zweiglimmeriger Gn., grauer Gn.**

1) Körnig-flaseriger »Hauptgneiss« (Freiberger und Annaberger Gn.), enthält lichten Orthoklas nebst Plagioklas, Quarz, Biotit, mehr oder weniger Muscovit, mikroskopisch Apatit, Rutil, Zirkon, ferner oft Turmalin, Granat, Hornblende, Eisenkies. In dem Freiberger Gn. ist Muscovit nur ganz untergeordnet vorhanden.

2) Flasergneiss und Augengneiss, mit dem vorigen verbunden; die zu gebogenen Häuten aneinandergereihten Glimmerblättchen umschmiegen die Quarzfeldspathlinsen; Biotit waltet meist unter den Glimmern vor.

3) Grossflaseriger Gn., »Riesengneiss«; Quarz und Feldspath bilden breit aufgeschwollene knotenförmige Partieen, bisweilen 3—4 cm lang, 2—3 cm dick.

4) Schieferig-schuppiger Gn. mit granat- sowie feldspathreichen Lagen, auch mit quarzitischen Bänken.

5) Körnig-schuppiger Gn., bisweilen reich an Granat.

6) Flammengneiss, mit Hauptgneiss verbunden, kleinkörnig-schuppig (Biotit nie zu grösseren Häuten verbunden), charakterisirt durch das Auftreten von grobkörnigen Quarzfeldspathaggregaten, welche zu breiteren oder schmäleren Bändern, Nestern, Schmitzen und Flammen angeordnet sind; diese lichten Bänder werden bisweilen bei nur 2—3 cm Dicke halbmeterlang und sind wellig gebogen; mitunter erscheinen in diesen Schmitzen bis über 2 cm grosse Hornblendekrystalle vereinzelt eingelagert und bringen dann augenartige Anschwellungen derselben hervor, oder sie sind mit dem Quarz und dem Feldspath unregelmässig vermengt; der Feldspath der Flammen ist vorwiegend Plagioklas; Muscovit tritt zurück; accessorisch Granat (Sectionen Zschopau, Zöblitz, Sayda).

7) Plattengneiss; feinkörnige, sehr ebenschieferige, leicht zu Platten spaltbare zweiglimmerige Gn.e; von den Gemengtheilen sind oft nur die Glimmerblättchen makroskopisch gut erkennbar; geht in dichten Gn. über.

8) Dichte Gneisse; dieselben sind theils dünnschieferig, glimmerreich, aber meist deutlich geschichtet; durch die überaus winzigen Dimensionen der Gneissgemengtheile wird ein mehr oder weniger phyllitähnlicher Habitus hervorgerufen, verbunden mit dachschieferähnlicher Spaltbarkeit, einem gewissen Seidenglanz, bisweilen transversaler Schieferung. Diese phyllitähnlich-dichten Gn.e hängen aber durch Wechsellagerung und structurelle Übergänge mit den gewöhnlichen schieferigen und körnig-flaserigen (sowie mit den gleich zu erwähnenden ungeschichtet-dichten) Gn.en innigst zusammen; bisweilen werden sie graphitreich.

Sodann gehören zu den dichten Gneissen als integrirende Theile der erzgebirgischen Gneissformation jene merkwürdigen, fast ganz ungeschichteten feinkörnigen bis dichten Gesteine, welche seit langer Zeit wegen ihres von den Gliedern der Gneissformation so sehr auffällig abweichenden Äusseren die Aufmerksamkeit auf sich gezogen haben: die manchfachen Bezeichnungen derselben als Glimmertrapp, Fruchtschiefer, Variolit, erzgebirgische Grauwacke, Phyllit, massiger Phyllit weisen darauf hin, wie verschiedener Meinung man über ihre geologische Stellung und Zusammensetzung war. Während Delesse und Pauly die Vorkommnisse für ein minetteartiges Eruptivgestein hielten, erblickte H. Müller in dem »Glimmertrapp« »zwar ein aus krystallinischen Gemengtheilen zusammengesetztes, aber keineswegs auf eruptivem Wege entstandenes Gestein, sondern eine metamorphosirte Grauwacke« (N. Jahrb. f. Min. 1865. 1), eine Ansicht, welche durch Kalkowsky's Untersuchung (ebendas. 1875. 488) bestätigt zu werden schien. Später ergab sich dann, dass hier eine »Anomalie des Gneisses« und zwar bald des zweiglimmerigen, bald des Muscovitgneisses vorliegt. Die Gesteine haben ein ausserordentlich verschiedenes Ansehen; sie sind äusserst feinkörnig, bald wetzschieferähnlich, bald ohne jede Spur von Schieferung, frisch meist dunkelbläulichgrau, dabei fast ohne alle Schichtung, wie massig aussehend, in ganz regellos gerichtete Platten oder polyëdrische Stücke zerklüftend. U. d. M. zeigt sich namentlich Quarz, Biotit, Muscovit, Feldspath (bisweilen stark zersetzt), recht constant Granat, Erz (Eisenkies, Titaneisen, Magnetit, Eisenglanz von wechselndem Auftreten), Rutilkörnchen. Charakteristisch sind in dem gleichmässig gefärbten Gemenge fleckenartig hervortretende plattgedrückte oder spindelförmige Partieen von dunkelgrünlichgrauer bis fast schwarzer Farbe mit verwaschenen Rändern und feinkörniger bis feinblätteriger Structur; in ihnen ist namentlich Granat, daneben auch nicht selten Biotit angehäuft, denen sich mitunter opakes Erz zugesellt. Bisweilen treten noch grauschimmernde Muscovitblättchen porphyrähnlich hervor. Zu den dichten Gn.en dieser Art gehört namentlich der »Glimmertrapp« von Metzdorf (Section Schellenberg-Flöha), wo auch der Übergang in makrokrystallinische Gn.e sehr wohl ersichtlich ist; andererseits sind sie verbreitet auf den Sectionen Kupferberg, Marienberg, Annaberg, Zschopau; bei Märzdorf (Section Kühnhaide-Sebastiansberg) überlagert der dichte Gn. den Muscovitgneiss. — Auf der Sect. Kupferberg stehen aber mit den dichten Gn.en dieser Art andere eigenthümliche, ebenfalls dichte Gesteine in Verbindung, welche, makroskopisch kaum trennbar, u. d. M. eine Gegenwart von klastischem Material aufweisen, so dass hier »in der That grauwackeähnliche Gesteine, gewissermassen archäische Analoga der paläozoischen Grauwacken« vorliegen (Sauer). Das Material der mikroklastischen Bestandtheile ist vorwiegend Quarz als Aggregat von innig durchwachsenen Körnchen. Indem diese grauwackenähnlichen Gesteine einerseits durch Verschwinden der klastischen Quarzpartikel in ganz krystallinisch-dichte Gn.e und durch diese in makrokrystallinische übergehen, erreichen andererseits die klastischen Bestandtheile

auch makroskopische Dimensionen, wachsen sie zu erbsen-, nuss-, ja selbst faustgrossen Geröllen an.

9) Granulitgneiss, sehr glimmerarm, granulitähnlich, mit accessorischem Cyanit.

10) Hornblendegneiss.

B. **Muscovitgneiss.**

1) Körnig-schuppiger Muscovitgneiss, »normaler rother Gneiss«, zusammengesetzt aus Orthoklas, Quarz, Muscovit, ausserdem Plagioklas (vorwaltend Albit); u. d. M. wenig Biotit, Apatit, Granat, hin und wieder in spärlicher Quantität Magnetit, Rutil, Eisenglanz, Turmalin, Cyanit, Eisenkies. Reich an Albit bei Kupferberg (Böhmen) und Pobershau, reich an Turmalin bei Kupferberg, Dörfel (Sect. Elterlein), Christophhammer und Grumbach (Sect. Annaberg). Secundäres Eisenoxydhydrat bringt die Färbung hervor. Die schieferige Structur verschwindet fast ganz und macht einer granitähnlichen Platz. Bisweilen wird diese Varietät äusserst glimmerreich.

2) Grossflaseriger Muscovitgneiss, »rother Augengneiss«, bildet Einlagerungen in dem vorigen; führt immer accessorisch Biotit, sogar meist gar nicht wenig; hierher gehören auch streifig-flaserige rothe Gn.e, welche mitunter granitähnlich oder bei Eintreten von Granat und Zurücktreten des Glimmers ganz granulitähnlich werden.

3) Feldspatharmer, theils glimmer- theils quarzreicher Muscovitgneiss. Ein glimmerreicher Muscovitgn. westlich von Schellenberg enthält bis 4 mm dicke lenticuläre Anschwellungen, welche (nicht von Quarzfeldspathlinsen, sondern) von quergestellten Muscovitkrystalloiden herrühren.

4) Glimmer- und granatreicher, sehr feldspatharmer Muscovitgneiss, von H. Müller G r a n a t g l i m m e r f e l s genannt, ein Name, welcher zwar wegen der vorwiegend und ausgezeichnet schieferigen Structur des Gesteins nicht recht zutreffend, aber doch einigermassen »geeignet ist, diese extrem feldspatharme bis feldspathfreie Varietät des rothen Gneisses von dem petrographisch fast identischen aber geologisch jüngeren granatführenden Glimmerschiefer zu unterscheiden«. In übergrosser Menge und bis zu Haselnussgrösse kommen auf den silberglänzenden glitzernden Spaltflächen des Gesteins die braunrothen Granaten zum Vorschein. Der Muscovit enthält in grosser Menge Einschlüsse von Rutil, Granat, Eisenglanz. Manche Partieen und Lagen des Gesteins sind äusserst reich an Turmalin, so dass unter Verdrängung des Glimmers geradezu Schörlschiefer entstehen; Grosse Lössnitz (Sect. Schellenberg-Flöha), Spitzberger Revier (Sect. Kupferberg), Königswalde, Mildenau, Grumbach (Sect. Annaberg). Dieser sog. Granatglimmerfels verläuft auch in dichten Muscovitgneiss.

Als untergeordnete Einlagerungen in diesen Gneissen des Erzgebirges erscheinen: Amphibolit, Eklogit, Erlanfels, krystallinischer Kalk und Dolomit, Quarzitschiefer (z. Th. in Muscovitgneiss übergehend), Serpentin (von Zöblitz), Lager von Granat-Strahlstein-Magneteisenerz, Lager von Eisenkies, Kupferkies, Blende und Zinnerz, Lager von Granatfels mit Magneteisenerz, Lager von reinem Magneteisenerz.

Normale rothe Gn.e und zweiglimmerige schieferige Gn.e sind aber auch noch einmal an gewissen Stellen innerhalb der die Gneissformation überlagernden Glimmerschieferformation eingeschaltet. — Weitere Gn.e sind in Sachsen der Granulitformation eingelagert; es sind an schwarzem Biotit reiche muscovitfreie Gneisse (verschieden von dem normalen grauen Gn. des Erzgebirges), Cordieritgneiss (vgl. S. 207) und oft körnige, nur sehr schwach flaserige biotitreiche Granatgneisse, bisweilen mit accessorischem Cordierit. — Auch in den hellen Glimmerschiefern, welche das Granulitgewölbe und die dasselbe überlagernden Gneissglimmerschiefer in Form eines elliptischen Kranzes umziehen, kommen untergeordnete Einlagerungen von

Muscovitgn., Biotitgn. und Zweiglimmergn. vor (H. Credner, Das sächsische Granulitgebirge 1884. 12. 149). — Die Gn.e des S. 235 erwähnten dritten archäischen Zuges des Frankenberg-Hainicheuer Zwischengebirges sind namentlich zweiglimmerige Augengn.e und plattige oder schieferige Muscovitgn.e.

Im *Fichtelgebirge* ist die hercynische Gneisspartie von Wunsiedel rings von Granit umschlossen, als ihre Fortsetzung kann die von Selb gelten; in beiden herrschen schuppige oder körnig-schuppige zweiglimmerige Gn.e, welche in Augengn. verlaufen; der SiO_2-Gehalt beträgt im Mittel 60,75%. In der Münchberger Gneisspartie (vgl. S. 235) wechselt ein glimmerreicher, flaserig-körniger quarzarmer und granatreicher Gn., welcher in Folge von Zersetzung des dunkelfarbigen grünen Glimmers (auch der Hornblende und des Granats) oft einen Chloritgehalt entwickelt (»grüner Gneiss«) mit Hornblendegn. unter Vorherrschen bald des einen bald des anderen ab. Die häufigen Augengn.e treten fast constant nur am Aussenrande der normalen Gn.e auf. Eigenthümlich ist eine mit Granatgranulit und Eklogit verbundene und in diese auch übergehende Varietät, der Weisssteingneiss, welcher nur hellen, weisslichen oder ölgrünen Glimmer und als Feldspath vorwiegend Albit führt (SiO_2 73,45—78,9%). In dem Hornblendegn. (Syenitgneiss Gümbel's) wechseln lagenweise Quarz-Feldspath-Aggregate mit Hornblende, welcher sich Glimmer, zuweilen auch Omphacit (hin und wieder auch Enstatit) zugesellt (Gümbel).

Im *bayerisch-böhmischen Waldgebirge* bestehen die tiefsten ältesten Gesteine, das sog. bojische Gneisssystem Gümbel's, vorherrschend aus gleichförmig gemengtem, theils fein- theils grosskörnigem, meist röthlich gefärbtem, seltener grauem, zweiglimmerigem aber meist muscovitarmem, bankartig geschichtetem granitähnlichem Gn. (buntem Gneiss), sowie aus ganz gleichartig zusammengesetztem buntem Granit, der meist lagerförmig mit dem Gn. wechselt, doch auch in Stöcken und Gängen aufzutreten pflegt. Hornblendeführende Gesteine sind hier sehr selten und vereinzelt, andere Einlagerungen, namentlich körnige Kalke, fehlen gänzlich. Gleichmässig aufgelagert ist das jüngere hercynische Gneisssystem, welches sich aufbaut aus manchfachen, sehr rasch wechselnden, meist dünngeschichteten, vorherrschend grauen fibrolithreichen Gn.en, hornblendeführenden Schiefern, Serpentin, Granulit, spärlichen Lagern von körnigem Kalk und verschiedenartigen Lager-, Gang- und oft mächtig ausgedehnten Stockgraniten. Granat und Cordierit finden sich häufig beigemengt, Graphit ersetzt streckenweise den Glimmer (Gümbel).

In dem *Riesengebirge, den Sudeten, dem Eulengebirge* lagern grosse Gneissmassen. Im Eulengebirge unterschied Kalkowsky zwei Stufen der Gneissformation: 1) untere Gneissstufe, Gesteine blos mit dunkelm Magnesiaglimmer, im Allgemeinen von schuppiger Structur, ausgezeichnet durch den Gehalt an Faserkiesel und die gleichmässige Grösse der Gemengtheile; diese Stufe enthält keine Amphibolite, Serpentine und Kalklager. 2) obere Gneissstufe, im Allgemeinen flaserig, zerfällt in a) breitflaserigen Biotitgn., in welchem die gleichmässige Grösse der Gemengtheile weniger ausgeprägt ist; b) gewöhnlich flaserigen zweiglimmerigen Gn., dessen Gemengtheile bedeutende Grössenunterschiede aufweisen; über andere Gegensätze siehe S. 190. In dieser oberen Gneissstufe sind Amphibolite, Serpentine u. s. w. eingelagert. Dathe zieht die Abtheilung 2a noch zu der unteren Stufe und unterscheidet die untere Etage der Biotitgn.e (vorwiegend an der Ost- und Nordostseite des Gebirges) und die obere der zweiglimmerigen Gn.e (insbesondere am Westabfall).

An der Rothenburg neben dem *Kyffhäuser* erscheinen feldspathreiche, theils flaserige, theils schieferige Biotitgn.e, welche zum Theil neben Orthoklas und Plagioklas auch Mikroklin, hin und wieder etwas Muscovit führen. Diesem Gn. sind eingeschaltet Hornblendegn.e, bestehend aus Hornblende, Feldspath (Plagioklas vorwaltend, bisweilen fast allein), Quarz, daneben Biotit, Magnetit, Apatit, Titanit,

Epidot, Eisenkies. Gegen S. geht der Biotitgn. in Hornblendegn. über und hier finden sich auch Lagen von feinschieferigem Muscovitgn. (mit Orthoklas, Mikroklin, Quarz, Muscovit, Plagioklas). Auch wird ein Theil der Gesteinslagen aus Augitgn. gebildet (siehe S. 220); vgl. Dathe, Erläuterungen zu Blatt Kelbra 1884. 36 und früher Streng im N. Jahrb. f. Min. 1867. 645.

Im *Spessart* gliedert Bücking neuerdings von S. nach N. und von unten nach oben: 1) älteren Gn. (a) Granitgneiss von Oberbessenbach; b) sog. Dioritgneiss mit Augengneiss; c) körnigen-flaserigen Gn.). 2) glimmerreichen schieferigen Gn. mit Einlagerungen von Quarzitschiefer und Hornblendeschiefer. 3) quarzreichen Glimmerschiefer oder Quarzitglimmerschiefer. 4) jüngsten Gn. (a) Hornblendegn., wechsellagernd mit Biotitgneiss; b) Biotitgn. von Lützelhausen-Hof Trages). — Die gewöhnlich feldspatharmen Gn.e des *Odenwaldes* sind meist Biotitgn.e, selten zweiglimmerig mit zurücktretendem Muscovit; am Gerstenberg überwiegt letzterer ein wenig. Die mittlere Gneissformation enthält eigenthümliche diorit- und gabbro-ähnliche Einlagerungen. — Im *Schwarzwald* bildet der Gn. den Kern des Gebirges und erhebt sich im Feldberg und Belchen zu den höchsten Punkten; im W. versinkt er unter dem Buntsandstein, welcher als fetzenartiger schmaler Saum die Bergflanken gegen das Rheinthal bedeckt. Zufolge der Untersuchungen von Weber können hier Biotitgn.e mit zahlreichen Varietäten, Muscovitgn.e (in untergeordneten Bänken), zweiglimmerige Gn.e und Hornblendegn.e (in Hornblendeschiefer übergehend) unterschieden werden.

In *Elsass-Lothringen* ist das Vorkommen des Gn. auf die Vogesen und in diesen auf das Gebiet zwischen Münster- und Weilerthal beschränkt. In der grössten Ablagerung, der rings von Granit umschlossenen Gneisspartie von Markirch, unterscheidet Groth zwei Etagen: a) den unteren Gn. von ziemlich einförmiger Zusammensetzung, vorwiegend dünnschieferig und reich an Magnesiaglimmer, bei welchem körnige Lagen von Quarz und Feldspath (mit mikroskopischem Plagioklas und Glimmer) mit glimmerreichen abwechseln; auch kommen quarzarme flaserige Varietäten von zweiglimmerigem oder von Muscovitgn. vor, zersetzter Cordierit und Graphit sind häufig accessorisch. b) diesem aufgelagert ist der jüngere Granatgn., welcher als Einlagerungen Hornblendegn.e (durch Übergänge mit ihm verbunden, stellenweise aber richtungslos struirt und dann früher für Diorit gehalten), ferner von körnigem Kalk und Serpentin enthält. Dieser Granatgn. mit vielen Varietäten ist ärmer oder reicher an bald auch makroskopischem, bald nur mikroskopischem Granat, sowie an Glimmer und enthält stellenweise viel Graphit. Die höchst glimmerarmen oder ganz glimmerfreien Vorkommnisse wurden von den französischen Geologen als Leptinit bezeichnet und petrographisch gehören sie allerdings mehr zum Granulit (vgl. diesen) als zum Gn. Bei La Hingrie erscheint Augitgn. (S. 220 u. 223).

Die ganze südliche Hälfte von *Böhmen*, n. bis zur Linie Klattau, Przibram, Böhmisch-Brod, Kuttenberg und Gewitsch in Mähren wird von einer zusammenhängenden Masse krystallinischer Gesteine eingenommen, unter denen dem Gn. weitaus die grössten Flächenräume angehören; nach W. setzen sie in den bayerischen Wald (s. oben) fort, nach S. reichen sie im Allgemeinen bis an das Donauthal, überschreiten dasselbe auch theilweise, und im O. schneiden sie ungefähr an der Linie St. Pölten, Znaim und Brünn mit einem Steilabfall gegen die Ebene ab. Im n. Böhmen sind im Saazer und Egerer Kreise Gn.e reichlich entwickelt.

Die am Ostrand des böhmischen Massivs den Granit überlagernde Gneissformation des niederösterreichischen *Waldviertels* ist von Becke sehr sorgfältig studirt worden; ihre Schichten sind in der Gegend zwischen der Donau im Süden und der Horner Bucht im Norden zu einer grossen, etwa 35 km langen und zwischen Rasten-

feld und dem Manhartsberge ebenso breiten Mulde zusammengestaucht. Die mittlere Gneissstufe ist hier sehr reich an verschiedenen Einlagerungen, unter denen auch Augitgn.e vorkommen. — Den Gn. des oberösterreichischen Mühlviertels vergleicht Commenda mit Gümbel's buntem bojischem (rothem Gn.) des Böhmerwaldes. — In mächtiger Entwickelung setzt Gn. den Gebirgsstock des Wechsels, des n.ö. Ausläufers der Centralkette der Alpen, zusammen (hier auch Albitgn. mit viel Biotit und wenig Muscovit, sowie Chloritgn., S. 189 u. 215).

In den östlichen *Alpen* bildet der sog. Centralgneiss, ein meist körniger, vorherrschend grauer Biotitgn. das älteste, oft in fächerförmiger Stellung befindliche System krystallinischer Schiefer. Als Repräsentant eines jüngeren Gneisssystems liegt ihm meist in gleichförmiger Lagerung eine Hülle (sog. Schieferhülle) von glimmerreichem Gn., Hornblendegn., Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Serpentin, körnigem Kalk auf, zwischen welche sich vielfach Granitstöcke einschieben. Auswärts folgen dann in oft regelmässiger Auflagerung die eigentliche Glimmerschieferregion und darauf die Phyllitzone.

Die vom Arlberg-Tunnel durchfahrenen Gn.e (Muscovitgn.e mit Mikroklin-Mikroperthit und Albit, etwas muscovithaltige Biotitgn.e mit vorwaltendem Albit und Orthoklas-Ausscheidungen, Hornblendegn.e u. s. w.) wurden sehr eingehend durch v. Foullon untersucht, desgleichen die der Radstädter Tauern. — Ebenso bearbeiteten früher A. Sjögren und Stapff die Gneissgesteine des St. Gotthard-Tunnels.

In seiner Geologie der Schweiz behandelt Studer die Gn.e und andere krystallinische Schiefer unter folgenden Kapiteln: Centralmasse der Aiguilles rouges, Centralmasse des Mont Blanc, Centralmasse des Finsteraarhorns, Centralmasse des Gotthards, Centralmasse der Walliser Alpen, die Tessiner Alpen, das Adulagebirge, das Suretagebirge, das Seegebirge, Centralmasse der Berninagruppe, Centralmasse der Silvrettagruppe, Gebirgsmasse der Oetzthaler Ferner.

Frankreich, Spanien. An dem krystallinischen Centralplateau Frankreichs betheiligt sich der Gn. in hervorragender Weise. — Der granitische Kern der Bretagne wird von einer Hülle krystallinischer Schiefer umgeben, deren untere Abtheilung vorwiegend aus röthlichen, mehr körnigen Gn.en besteht, während die obere Abtheilung besonders blätterigen Biotitgn., hornblendereiche Schiefer und Glimmerschiefer aufweist, auf welche noch Phyllite folgen. — In der Cordillera de Guadarrama liegt über einem höchst mächtigen System von Gneissgranit eine ausserordentlich mächtige Folge von monotonem Augengn., bedeckt von sehr varietätenreichem Biotitgn., welchem sehr viele hornblende-, pyroxen- und granathaltige Gesteine eingelagert sind; über diesem erscheint eine Reihenfolge von Zweiglimmerschiefern; vgl. darüber und über die anderen archäischen Districte Spaniens die sehr wichtige Abhandlung von J. Macpherson »Sucesion estratigráfica de los terenos arcaicos de España« in Anal. de la soc. españ. de hist. nat. XII. Galicia besteht zum grossen Theil aus krystallinischen Schiefern, unter denen Gn.e reichlich vorkommen. In der asturischen Provinz Lugo vergleicht Barrois den plagioklasreichen Muscovitgn. von Castromayor mit dem erzgebirgischen rothen, den muscovitreichen und biotitarmen Gn. von Goiriz (nicht ganz gerechtfertigter Weise) mit dem grauen Gn.; diese Gn.e gehören auch nicht zu der eigentlichen Gneissformation, sondern zu derjenigen des Glimmerschiefers und der Chlorit- und Amphibolschiefer. — Zufolge Baldacci wird der Kern der peloritanischen Kette in der nordöstlichen Ecke Siciliens von Gn.en gebildet.

In dem westlichen Theil der *schottischen* Grafschaften Sutherland und Ross verläuft, eine grösste Breite von 12 Miles gewinnend, eine Ablagerung von Gn., welche zumeist direct die atlantische Küste bildet und zunächst nach Osten zu von rothem grobsandsteinartigem mächtigem Conglomerat in fast horizontalen Schichten bedeckt wird; aus diesen ältesten Gesteinen Grossbritanniens, dem archäischen lau-

rentischen Fundamentalgneiss Murchison's, besteht auch der grosse leichtgeschwungene Bogen der äusseren Hebriden von der grössten Insel Lewis bis Bernera. Diese Gn.e (S. 157) sind vorwiegend Hornblendegn.e mit fleischrothem Feldspath, Quarz, grünlichschwarzer Hornblende und spärlichem Glimmer, accessorischem Titanit, reichlichem secundärem Epidot. Die nach O. auf das dem Cambrium aufliegende Untersilur folgenden krystallinischen Schiefer sind nicht, wie Murchison glaubte, hangende regelmässig folgende, aber metamorphosirte Theile des letzteren, sondern der fundamentale Gn. ist hier durch gewaltige und äusserst complicirte Dislocationen wieder an die Oberfläche gebracht und flach über die sedimentären Schichten geschoben worden, wobei in Folge des Gebirgsdrucks sehr intensive Metamorphosen Platz gegriffen haben (vgl. über diese letzte Auffassung seitens der britischen Geologen u. A. A. Geikie, Quart. journ. geol. soc. 1888. 378; Royal institution of Great Britain 7. Juni 1889). Auch in der westlichen Grafschaft Mayo sowie auf Achill Island in Irland wurde von Geikie archäischer Gn., dem der schottischen Westküste entsprechend, entdeckt.

Das bei weitem ausgedehnteste Gebiet der archäischen krystallinischen Schiefer stellt in Europa die *skandinavische* Halbinsel mit Lappland und Finnland dar. In Schweden, wo die mit Graniten verbundenen Gn.e wieder die untere Etage darstellen, werden ausser den gewöhnlichen noch viele Abarten unterschieden, Granatgn., Eisengn. (Magnetitgn. vgl. S. 211), Epidotgn. (S. 210), Granat-Cordieritgn. (S. 209), pyroxenführender Gn.; Jerboggneiss (Sectionen Upperud, Rådanefors, Baldersnäs) ist ein bald mehr schieferiger, bald mehr richtungsloser mittelkörniger Gn., aus röthlichem Orthoklas, grünlichweissem Plagioklas, etwas Quarz, dunkelgrünem (selten rothbraunem) Glimmer, oft mit Hornblende, einem grünlichen talkartigen Mineral, Titanit, Eisenkies, selten mit Epidot und Orthit; Kroppefällsgneiss ein solcher mit rothem Orthoklas (meist als zollgrosse länglichrunde Augen entwickelt), reichlichem dunkelgrünem oder tombakbraunem Glimmer, grauem Quarz, accessorisch bisweilen Titanit, Eisenkies. — In Finnland und im Gouv. Olonez lassen sich rothe Orthoklasgn.e und graue Oligoklasgn.e unterscheiden, beide mit vorwaltendem Biotit.

Krystallinische Schiefer, darunter Gn.e treten auf in der hohen Tatra, den Karpathen, dem ungarischen und siebenbürgischen Erzgebirge, in dem transsylvanischen Hochgebirge, dem Balkan. F. v. Hochstetter berichtet von grobflaserigem grauem Gn. zwischen Samakow und Dubnica in Bulgarien, sowie von grobflaserigem Biotit-Augengn. bei Michlis ö. von Kesanlyk am Südabhang des Schipka-Balkans. — Im Gebiete des Athos und von Chalkidike lagern körnige Granitgn.e, flaserige Gn.e, Hornblendegn.e und Amphibolite unter Phylliten. Auch aus Thessalien und Attika wurden von Becke Gn.e beschrieben. Die krystallinischen Schiefer ziehen sich bis nach Creta, Cypern und durch Kleinasien bis nach Persien hinein.

In der innersten Kette des Himalaja kann ein älterer Centralgneiss und ein jüngerer Gn. unterschieden werden. Gn.e erscheinen ferner im Küen-lün, Mustagh, im Altai, in China (z. B. in den nördlichen Provinzen Liautung und Schantung, wo die ältere Gruppe der Schantung-Gneisse aus Glimmergn.en besteht, in der jüngeren der Sangkan-Gneisse Hornblende- und Chloritgn.e vorwalten), in Japan, Korea, in Kamtschatka, sowie auf den südostasiatischen Inseln.

In Nordamerika ist Grönland, soweit es bekannt, fast ganz aus krystallinischen Schiefern nebst Gneissen aufgebaut. Dieselben setzen auch einen grossen Theil von Canada zusammen und durchziehen Nordamerika in breiten Strichen (am oberen Mississippi, in Minnesota, Wisconsin, in den Appalachen, Alleghanies bis Alabama, in den Rocky Mountains, in der Sierra Nevada, Coast Range u. s. w.) bis Alaska, Californien und Mexico. Die Gneisszone, welche das geologische Skelett des appalachischen Gebirgssystems und somit der ganzen ö. Hälfte des nordamerikanischen

Continents bildend, vom Staat Georgia aus bis nach der Mündung des Lorenzstroms einherzieht, erreicht eine Länge von ungefähr 300 deutschen Meilen.

In Südamerika im Orinoco-Gebiet. In Brasilien bildet Gn. nach v. Eschwege das ganze Küstenland, welches sich s. von der Provinz Rio Grande an bis n. nach Bahia durch 14 Breitegrade erstreckt, w. verbreitet er sich bis zur Provinz Goyaz. Innerhalb der Anden, wo wenige Grade n. vom Aequator ein 64 Meilen langes Profil quer durch die Kette lediglich vertical oder beinahe vertical stehende Schichten der Gneissformation zeigt. In den vorwiegend aus krystallinen Schiefern aufgebauten pampinen Sierren Argentiniens ist der Gn. das bei weitem herrschende Gestein.

Die früheren Angaben von Gneissvorkommnissen, welche im Bereich von Sedimentärschichten denselben aufgelagert sein sollen, haben sich zum Theil als Fälle ganz abnormer Architektur-Störungen ergeben. So werden die Gneisse des Frankenberg-Hainichener Zwischengebirges in Sachsen im SO. von einer Verwerfung abgeschnitten, durch welche sie in das Niveau des erzgebirgischen Silurs emporgeschoben worden sind, in Folge dessen die nach NW. einfallenden Silurschichten unter den Gneiss einzufallen scheinen, was früher zu der Täuschung Veranlassung gegeben hat, dass die Frankenberger Gneisse jüngeren Alters und eruptiver Entstehung seien (vgl. über diese Ansicht Naumann u. a. im N. Jahrb. f. Min. 1873. 803, über die Berichtigung H. Credner, Das sächsische Granulitgeb. 1884. 91). Bei Sachsenburg hat so eine vollständige Überschiebung von Gneiss und Glimmerschiefer über die Schichtenköpfe der höchst regelmässig gelagerten Amphibolschiefer der Phyllitformation stattgefunden. — Rings um die Stadt Münchberg vor dem n.w. Abfall des Fichtelgebirges ruht eine ungefähr über 8 Quadratmeilen ausgedehnte, im Umriss ellipsenförmige Gneissbildung dem jüngeren Thonschiefer und der Culmgrauwacke auf, scheinbar eine bassinförmige Vertiefung dieser Schichten ausfüllend. Auch diese Gneisspartie wurde vormals als eine abnorm jüngere, von Naumann als eine wohl eruptive Bildung angesehen (Fr. Hoffmann, Poggend. Annalen XVI. 1829. 545; Naumann u. a. N. Jahrb. f. Miner. 1863. 1 u. 531). Dagegen wurde von Gümbel mit markscheiderischer Genauigkeit gezeigt, dass diese Bildung wohl nicht eine wirkliche ursprüngliche Einlagerung sei, sondern dass man die eigenthümliche Lagerungsweise als Folge einer Hebung und Schichten-Überkippung betrachten müsse, bei welcher die Gneissmassen gesprengt, auseinandergetrieben, und an ihren Rändern übergebogen worden seien; auch die unter dem Gneiss liegenden, verschiedenalterigen Thonschiefer und Grauwackengebilde folgen in der umgekehrten Ordnung ihres Alters aufeinander (N. Jahrb. f. Miner. 1861. 257 u. 1863. 318; Geogn. Beschr. d. Fichtelg. 1879).

Die altbekannte anscheinende Überlagerung der jüngeren Sedimente durch Gneiss im Berner Oberland ist durch die Schweizer Geologen, insbesondere Baltzer, als das Resultat einer grossartigen Faltung erkannt worden, indem der Gn. bald über eine einfache C- oder S-förmige Kalkfalte hinweggreift, bald zwei oder mehrere solcher Kalkfalten durch Gneisskeile getrennt oder von solchen überlagert werden. Da einerseits der Kalk Falten in den Gn. sendet, andererseits der Gn. faltenartig in den Kalk gepresst wurde, so gehen die Profile mit mehrfachem Wechsel von Gn. und fossilführenden Schichten hervor. Die Einbiegungen des Kalks in den Gn. reichen oft auf weite Erstreckung, betragen bis zu 3 km an der Jungfrau, bis 2 km am Mönch, Mettenberg, Pfaffenkopf, Laubstock. Abgesehen von den zusammenhängenden gegenseitigen Einfaltungen kommen auch isolirte Massen des einen Gesteins im anderen vor (z. B. Gneissfetzen im Kalk vom Gstellihorn, Kalkfetzen im Gn. am linken Ufer des oberen Grindelwaldgletschers und an den Schafteln). Ihre Isolirung ist theils eine Folge der Erosion, theils bedingt durch das Abreissen und Abquetschen von Gneiss- und Kalkschollen bei dem mechanischen Process der Fal-

tung; fast stets finden sich auch solche abgerissene Fetzen eines Gesteins im anderen in der Verlängerung einer Falte. In den Gneisskeilen und aufgelagerten Gneissschollen sind local auffallende Structurveränderungen erfolgt, indem die Lage der Glimmerblättchen dann nicht mehr parallel ist, sondern der sog. geknetete Gn. von granitähnlichem Aussehen entsteht, bei welchem die Glimmerblättchen unregelmässig gelagert, auch verbogen sind, die Quarzkörner verdrückt und zersprungen und auf den Fugen mit secundären Mineralien erfüllt. Neben der echten, durch den Parallelismus der wirklichen Glimmerblättchen angezeigten Schichtung findet sich transversale Druckschieferung, sowie eine falsche Schichtung, erzeugt durch den secundären Absatz grünlicher glimmeriger Substanzen auf angenähert parallelen Klüften. — Bei dem Jurakalk offenbart sich die mechanische Beeinflussung ausser durch Deformation der Petrefacten durch die Umwandlung des gewöhnlichen Kalkschiefers in Marmorschiefer, der Hochgebirgskalkbreccien in Marmorbreccien, wie sich dies daraus ergibt, dass solche metamorphosirte Gesteine gerade an Stellen starker Biegung, weiter an den Enden der ausgewalzten Kalkkeile erscheinen, auch gerade in Verbindung mit der Druckschieferung auftreten (A. Baltzer, Der mechan. Contact von Gn. u. Kalk im Berner Oberland, Bern 1880; auch N. Jahrb. f. Min. 1877. 673).

Über andere Vorkommnisse, welche petrographisch mehr oder weniger dem Gneiss entsprechen, aber thatsächlich postarchäischen Alters sind, vgl. den Abschnitt über jüngere krystallinische Schiefer.

Gn. in Sachsen, sehr zahlreiche Sectionen, vgl. die Erläuterungen z. geolog. Specialkarte d. Königreichs Sachsen.

Fikenscher, Untersuchungen d. metamorphischen Gesteine der Lunzenauer Schieferhalbinsel, Leipzig 1867.

Lehmann, Cordieritgn. von Lunzenau, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 728.

Gümbel, Gn. des Fichtelgebirges, Geognost. Beschreibung d. Fichtelgebirges. Gotha 1879.

Gümbel, Gn. des bayerisch-böhmischen Waldes, Geogn. Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868.

G. vom Rath, Cordieritgn. von Bodenmais, Correspondenzbl. naturh. Vereins pr. Rheinl. u. W. 1879. 106.

Gümbel, Graphitgn. des Bayerischen Waldes, N. Jahrb. f. Min. 1855. 175.

Kalkowsky, Gn. des Oberpfälzer Waldgebirges, N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 34.

Roth, Gn. Niederschlesiens, Geogn. Beschreibung von Niederschlesien 1867. 11. 127. 147.

Kalkowsky, Die Gneissformation des Eulengebirges, Leipzig 1878.

Dathe, Gn. des Eulengebirges. Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 220; XXXVI. 1884. 405. Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1884. LXXV. — Abhandl. pr. geol. L.-Anst. Neue Folge. Heft 13. 1892. 9.

Dathe, Gn. am Ostabfall d. Eulengebirges, Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1886. 176; der Gegend von Silberberg, ebendas. für 1883. L.

Stapff, Gn. des Eulengebirges, ebendas. für 1883. 514.

Liebisch, Hornblendegn. von Niederschlesien, Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 729.

Kalkowsky, Hornblendegn. u. Chloritgn. von Kupferberg-Kunzendorf, Min. Mittheil. 1876. 90.

Websky, Cordieritgn. von Kupferberg, Niederschlesien, Z. geol. Ges. V. 1853. 381.

Schumacher, Gn. der Rummelsberger Gebirgsgruppe, Schlesien, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 450.
v. Lasaulx, Hornblendegn. im schlesisch-mährischen Gesenke, N. Jahrb. f. Min. 1878. 836.
Becke, Gn. des Hohen Gesenkes (Altvatergebirges), Sitzgsber. Wiener Akad. CI, März 1892. 289.
Dathe, Gn. des Böhmischen Kammes, Z. geol. Ges. XXXVI. 1884. 407.
Danzig, Gn. am Nordfuss des Jeschken-Gebirges, Abhandl. d. Ges. Isis in Dresden 1884. 141.
Jokély, Gn. im Riesengebirge, Jahrb. geol. R.-Anst. X. 1859. 365; XII. 1861. 396.
Pringsheim, Gn. von Liebenstein, Thüringer Wald, Z. geol. Ges. XXXII. 1880. 115.
C. Fuchs, Gn. aus dem Eckerthal, Harz, N. Jahrb. f. Min. 1862. 810. 851.
Kittel, Hornblendegn., Umgegend von Aschaffenburg 1840. 11 und 27.
Bücking, Gn. des Spessarts, Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 415. — Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1889. 28.
Goller, Gn. des südlichen Vorspessarts, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VI. 1889. 485.
Benecke und Cohen, Gn. des Odenwaldes, Geogn. Beschreib. d. Umgegend v. Heidelberg 1881. 21.
Lepsius, Gn. von Gadernheim, Odenwald, Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt (4), Heft 2. 1881. 19. — Ebendar., Greim, ebendas. Heft 9. 1888. 6.
Chelius, Gn. des Odenwaldes und des Spessarts, N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 67; des Odenwaldes Notizblatt d. Ver. f. Erdk. zu Darmstadt (4), Heft 8. 1888. 18; ebendas. Heft 9. 1888. 30.
Sandberger, Gn. von Wolfach im Schwarzwald, N. Jahrb. f. Min. 1869. 293.
Nessler, Gn. aus d. Renchthal, Baden, in Beiträge zur Statistik d. Grossherz. Baden XVI. 21. 26.
Hebenstreit, Beiträge zur Kenntniss der Urgesteine des n.ö. Schwarzwalds. Inaug.-Dissert., Würzburg 1877.
Killing, Über den Gn. des n.ö. Schwarzwaldes u. seine Beziehungen zu den Erzgängen. Inaug.-Dissert., Würzburg 1878.
E. Weber, Gn.e des Schwarzwalds, Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 1.
Leppla, Gn. von Albersweiler, pfälz. Nordvogesen (Hardt), Z. geol. Ges. XLIV. 1892. 401.
Groth, Das Gneissgebiet von Markirch im Oberelsass, Abhandlungen zur geolog. Specialkarte von Elsass-Lothringen, Strassburg I. 1877. 395.
Cohen, Augitgn. von La Hingrie, Elsass, N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 202.
Cohen, Gn. von Urbeis, Elsass, Abhandl. zur geolog. Specialkarte v. Elsass-Lothr., Bd. III. Heft 3. Strassburg 1889.
v. Zepharovich, Gn. des Pilsener Kreises in Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 274.
v. Andrian, Gn. im Czaslauer u. Chrudimer Kreise, Böhmen, ebendas. XIII. 1863. 183.
Jokély, Gn. des Egerer Kreises in Böhmen, ebendas. VII. 1856. 520; des Saazer Kreises, ebendas. VIII. 1857. 520.
v. Hochstetter, Gn. des Böhmer Waldes, ebendas. VI. 1855. 187. 753.
Peters, Hornblendegn. von Eggetschlag, Böhmer Wald, ebendas. IV. 1853. 128.
Woldrich, Gn. (hercynisch) von Gross-Zdikau im Böhmer Wald, ebendas. XXV. 1875. 259.
v. Camerlander, Gn. des n.w. Mährens, Verh. geol. R.-Anst. 1890. 229.
Bukowski, Gn. von Mährisch-Schönberg, Verh. geol. R.-Anst. 1890. 324. 332.
Becke, Gn.e d. niederösterreichischen Waldviertels, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 194. Augitgneiss ebendas. 365.

Peters, Gn. im nordwestl. Mühlviertel, Jahrb. geol. R.-Anst. IV. 1853. 236.

Commenda, Gn. des Mühlviertels, Oberösterreich, Materialien zur Orographie u. Geologie des Mühlviertels, Linz 1884.

Böhm, Gn. des Wechselgebirges (Albitgn., Chloritgn.), Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 200.

v. Foullon, Gn. des Arlbergtunnels, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXV. 1885. 47.

v. Foullon, Gn. der Radstädter Tauern, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIV. 1884. 635.

Gümbel, Gn. der Gegend von Gastein, Sitzgsber. Münchener Akad. 1889. 345.

Peters, Hornblendegn. des Oberpinzgaues in Salzburg, Jahrb. geol. R.-Anst. IV. 1853. 236.

Heinr. Credner, Granitgn. in Oberkärnten u. Salzburg, N. Jahrb. f. Min. 1850. 514. Hornblendegn. ebendas. 549.

Teller, Gn. des Hochpusterthals, Verh. geol. R.-Anst. 1882. 343.

Niedzwiedzki, Gn. des Ahrenthals in Tirol, Jahrb. geol. R.-Anst. XXII. 1872. 243.

C. W. C. Fuchs, Gn. der Gegend von Meran, N. Jahrb. f. Min. 1875. 251.

Stache, Gn. des Zillerthals, Tirol, Verhandl. geol. R.-Anst. 1870. 216. 260.

G. A. Koch, Gn. der Oetzthaler Gruppe, Jahrb. geol. R.-Anst. XXV. 1875. 247.

Stache u. v. John, Gn. der Zwölferspitzgruppe, Westtirol, Jahrb. geol. R.-Anst. XXVII. 1877. 179.

W. Salomon, Gn. des Mte. Aviólo-Gebiets, Adamellogruppe, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 506.

Stache, Gn. der Ostalpen, Jahrb. geol. R.-Anst. XXV. 1875. 134.

H. v. Foullon, Gn. aus Steiermark, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIII. 1883. 209.

H. v. Foullon, Der »Blasseneck-Gneiss« bei Eisenerz, Verh. geol. R.-Anst. 1886. 83. 111.

Geyer, Gn. von Murau, Obersteiermark, Verh. geol. R.-Anst. 1891. 108.

Vacek, Gn. zwischen Enns und Mur, Verh. geol. R.-Anst. 1886. 74. — Gn. des Semmeringgebietes, ebendas. 1888. 60.

Studer, Gn.e der Alpen. Geologie der Schweiz I. 1851. 159.

G. A. Koch, Augengn. im Silvretta-Gebirge (Grenze von Schweiz u. Tirol), Verh. geol. R.-Anst. 1877. 137.

O. Meyer, Gn. des Gotthardtunnels, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 18.

A. Sjögren, Gn. des Gotthardtunnels, Stockh. geol. Fören. Förh. IV. 1878—9. 457. — V. 1880—1. 527. Vgl. N. Jahrb. f. Min. 1881. II. 53 und 1882. I. 66 Reff.

Stapff, Geologisches Profil des St. Gotthards in der Axe des grossen Tunnels 1880.

C. Schmidt, Gn. des Maderaner Thals, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 407.

C. Schmidt, Gn. des Adula-Massivs u. d. ö. Gotthard-Massivs; Anhang z. XXV. Lief. d. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Bern 1891.

G. vom Rath, Gn. in Graubünden, Z. geol. Ges. X. 1858. 199.

Pozzi, Protogin vom Mont Blanc, Atti r. accad. di Torino XIV. 1879.

G. Spezia, Gn. des Ossola-Thales in Piemont, Atti r. accad. di Torino XVII. 1882.

G. Piolti, Gn. von Villar focchiardo im Susa-Thal, Atti r. accad. di Torino XXIV. 1889

Dufrénoy, Gn. Centralfrankreichs, Explicat. de la carte géol. de la France I. 118.

Groth, Gn. von Allemont, Dauphiné, Sitzgsber. Münchener Akad. 1885. 332.

Hébert, Gn. des Départ. der Ariège, Bull. soc. géol. (3) X. 1882. 586.

Lacroix, Pyroxengn. des Dép. der Ariège, Bull. serv. d. l. carte géol. Fr. No. 11, Tome II. 1890.

Michel Lévy, Gn. des Morvan, Bull. soc. géol. (3) VII. 1879. 857.

M. Boule, Hornblendegn. des oberen Allier-Thales (Langenac, Chilhac, St. Ilpize), Bull. soc. géol. (3) XIX. 1891. 966.

C. W. Cross, Gn. der Bretagne (Morbihan), Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 371. 380.

Barrois, Gn. der Bretagne, Annal. soc. géol. du Nord VIII. 1881. 30. März; Pyroxengn. der Bretagne, ebendas. XV. 1888. 69.

Cohen, Hornblendegn. der Canalinsel Sercq, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 181.
J. Macpherson, Gn. der Serrania de Ronda, Spanien, Anal. d. l. soc. esp. de hist. nat. VIII. 1879. 229.
J. Macpherson, Gn. der n. Provinz Sevilla, Bolet. de la comision del mapa geol. Madrid 1879.
J. Macpherson, Gn. von Galicia, Anal. soc. esp. de hist. nat. X. 1881.
Barrois, Gn. von Asturien, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie. Lille 1882. 398.
Dalmer, Gn. von S. Piero auf Elba, Z. f. d. allgem. Naturwiss. LVII. 184. 187.
G. vom Rath, Granitähnl. Gn. von Calabrien, Z. geol. Ges. XXV. 1873. 184. 187.
F. Zirkel, Fundamentalgneiss der schottischen Westküste, Z. geol. Ges. XXIII. 1871. 109.
Harvey Holl, sog. Gn. der Malvern Hills, Quart. journ. geol. soc. XXI. 1865. 73.
Törnebohm, Gn.e von Schweden, N. Jahrb. f. Min. 1874. 131.
Svedmark, Augengn. aus dem Elfsborgs Län, Schweden, Stockh. geolog. Fören. Förh. VI. 1882—3. 322.
Törnebohm, Eisengn. Wermlands, ebendas. V. 1880—81. 568.
Törnebohm, Pyroxengn. aus Schweden (Varberg, Gestriksland), ebendas. V. 1880—1881. 20.
Törnebohm, Epidot oder Skapolith führende Gn.e aus Schweden (Wermland), ebendas. VI. 1882—83. 185.
Svedmark, Skapolithführender Gn. von Varberg, ebendas. VII. 1884. 294.
Herter, Hornblendegn. v. Thelemarken, Z. geol. Ges. XXIII. 1871. 381.
Keilhau, Gn.e Norwegens, Gaea norvegica III. 1; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1851. 257.
Lacroix, Gn. von Oedegården u. Bamle, Bull. soc. fr. minér. April 1889.
Reusch, Gn. der südl. Bergen-Halbinsel. Die Fossilien führenden krystallin. Schiefer von Bergen, übers. von Baldauf, Leipzig 1883.
G. vom Rath, Gn. um Kongsberg, Norwegen, N. Jahrb. f. Min. 1869. 436.
Kuhlberg, Gn. von Åhlön im finnischen Meerbusen, Archiv f. Naturk. Livlands u. s. w. (1) IV. 1867. 138.
Stelzner, Hornblendegn. u. augitführ. Gn. von der Halbinsel Kola, Lappland, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 103.
Wichmann, Zweiglimmergn. von der Schwarzen Insel im Matotschkin-Scharr, Nowaja Semlja, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 528.
Zuber, Gn. aus dem Quellgebiete des Czeremosz, ostgalizische Karpathen, Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 197.
v. Hochstetter, Gn. der Balkan-Halbinsel, Jahrb. geol. R.-Anst. XX. 1870. 422. — XXII. 1872. 342.
Rosiwal, Gn. des centralen Balkans, N. Jahrb. f. Min. 1890. I. 271. — Denkschr. Wiener Akad. LVII. 1890. 294.
Becke, Gn. der Halbinsel Chalkidike, Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 251.
Becke, Gn. von Thessalien und Attika, Min. u. petr. Mitth. II. 1880. 18. 43. 54.
Vélain, Gn. von Ostsibirien, Bull. soc. géol. (3) XIV. 1886. 139.
v. Richthofen, Gn. des nördl. China, N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 203.
Schwerdt, Gn. des nördl. China, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 199.
v. Richthofen, Gn. Ceylons, Z. geol. Ges. XII. 1860. 525.
Lacroix, Gn. von Ceylon und dem District Salem in Madras, Comptes rendus CVIII. 1889. 373. — Bull. soc. fr. minér. April 1889.
Toyokitsi Harada, Gn. Japans; Die japanischen Inseln. Berlin 1890. I. 40.
Vrba, Biotitgn. der Ostküste Grönlands, Sitzgsber. Wiener Akad. LXIX. 1874. 91.
Kornerup, Gn. der Westküste Grönlands, Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 191.

F. Zirkel, Gn. des 40. Parallel in N.-W.-Amerika, Sitzgsber. sächs. Ges. d. Wiss. 1877. 157.
Hague und Emmons, Gn. des 40. Parallel, Descriptive Geology 40. Parallel. Washington. II. 1877.
F. J. H. Merrill, Gn. des s.ö. New-York, Amer. journ. of sc. XXXIX. 1890. 383.
E. O. Hovey, Cordieritgn. von Guilford, Connecticut, Amer. journ. of sc. XXXVI. 1888. 57.
v. Chrustschoff, Gn. von Rock Springs u. aus dem Ogden Cañon, Utah, Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 425.
Bergt, Gn. der Sierra Nevada de Sta. Marta, Columbien, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 360.
Heusser, Gn. der Provinz Rio de Janeiro, Z. geol. Ges. X. 1858. 416.
v. Hochstetter, Gn. der Provinz Rio de Janeiro, Geologie d. Novara-Expedit. II. 1866. 13; N. Jahrb. f. Min. 1866. 740.
Dom Pedro Augusto v. Sachsen-Coburg, Gn. der Gegend von Petropolis, Prov. Rio de Janeiro, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 461.
Stelzner, Gn. Argentiniens, Beiträge z. Geologie u. s. w. der Argentinischen Republ. 1885. 13. 23.
Benno Kühn, Gn. Argentiniens, N. Jahrb. f. Miner. Beilageb. VII. 1891. 299.
Pöhlmann, Biotitgn. aus Paraguay, N. Jahrb. f. Miner. 1886. I. 245.
Machado, Gn. des brasilianischen Küstengebirges, Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 319.
v. Lasaulx, Biotitgn. der Neven-Dumont-Fälle des Moanja oder Batanga in Wstafrika, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1885. 289.
Liebisch, Hornblendegn. aus dem Djur-Lande zwischen dem Dimofluss und dem Molmulbach (vgl. Petermann's Mitth. 1871. Taf. VII) in Centralafrika, Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 718.
Küch, Gn. des Kuilugebietes (westafrikanisches Schiefergebirge), Min. u. petr. Mittheil. VI. 1885. 95.
Wulf, Gn. des Herero-Landes, Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 203.
Schenk, Biotitgn. von Angra Pequenna, Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 534.
Rosiwal, Gn. aus Ostafrika, Denkschrift. Wiener Akad. LVIII. 1891. 472.
Götz, Gn. des nördl. Transvaal, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1885. 118.
Hatch, Gn. von Madagaskar, Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 340.

Granulit.

Weissstein, Leptynite, Eurite schistoide.

v. Justi beschrieb zuerst im Jahr 1761 den Granulit aus der Gegend von Namiest in Mähren unter dem Namen Namiester Stein als einen neuen Halbedelstein. Späterhin nannte man auf Anregung von Werner, welcher das Gestein seit 1778 in Sachsen kannte, dasselbe Weissstein wegen seiner weissen oder hellen Farbe (z. B. Engelbrecht »Kurze Beschreibung des Weisssteins, einer im geognostischen System bisher unbekannt gewesenen Gebirgsart. Leipzig 1802«); da indessen auch hier und da dunklere Farben vorkommen, so schlug Weiss 1803 den Namen Granulit vor (Neue Schriften der Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin

IV. 350), welcher jetzt der allgemein übliche ist. Nicht zu billigen ist es, dass französische Forscher dem Namen Granulit seine altgefestigte Bedeutung abgestreift haben und denselben auf Varietäten von eruptivem Granit anwenden (vgl. II. 40).

Der Granulit ist in seinen typischen Varietäten ein schieferiges Gemenge von vorwiegendem Feldspath und Quarz, wozu sich aber noch eingestreute kleine Granaten zu gesellen pflegen (über die eine ganz besondere Gruppe darstellenden sog. Pyroxengranulite siehe weiter unten). Der meist den Hauptbestandtheil ausmachende und den Quarz überwiegende Feldspath bedingt mit diesem durch seine hellen, weissen, lichtgrauen, lichtgelben, lichtröthlichen Farben die gewöhnliche Färbung des Gesteins. Feldspath und Quarz bilden in der Regel in feinem Gemenge eine ziemlich homogen aussehende Hauptmasse, in welcher andere Mineralien etwas deutlicher hervortreten.

Der Feldspath ist der Hauptsache nach Kalifeldspath und zwar zunächst Orthoklas, welcher aber sehr oft als Mikroperthit ausgebildet ist, d. h. er enthält parallel eingelagerte stabförmige Lamellen oder an den Enden bald sich verjüngende, bald etwas verdickende cylindrische Stäbchen oder schmitzenartige Streifchen eines Kalknatronfeldspaths der Oligoklas-Albitreihe, quer zu deren Längsausdehnung eine mehr oder weniger schlecht erkennbare Zwillingsstreifung verläuft; theils ist der ganze Orthoklas von ihnen erfüllt, theils nur die Mitte. Sind diese Einlagerungen, wie es in der Regel der Fall, ausserordentlich fein, so erhält der Orthoklas jene zartfaserige Beschaffenheit, welche z. B. in den sächsischen Granuliten so auffallend hervortritt. Neben dem Orthoklas kann aber, in seltenen Fällen vorwaltend, noch Mikroklin vorhanden sein und zwar einerseits solcher, welcher ausgezeichnet seine Gitterstructur zeigt, andererseits auch ungegitterter. Ebenso wie im Orthoklas finden sich nun gleichfalls im Mikroklin jene stäbchenförmigen Plagioklaseinlagerungen, so dass also dann ein Mikroklinperthit vorliegt; bei der Feinheit jedoch, zu welcher auch diese Verwachsung hinuntersinkt, ist es in vielen Fällen gar nicht möglich, zu entscheiden, ob die Hauptmasse des Feldspaths, der alsdann zartgefasert aussieht, dem Orthoklas oder dem Mikroklin angehört. Die Contouren der Feldspathe sind manchmal recht unregelmässig, wie zerfetzt aussehend, namentlich wo eine sehr ausgesprochene Schieferstructur vorliegt; in den minder stark geschieferten Gr.en ähneln sie mehr denen der granitischen Feldspathe. — Der Plagioklas tritt in den besonders typischen Varietäten der eigentlichen Granulite entschieden zurück, fehlt oft ganz, sofern er nicht als Einlagerungen in den Kalifeldspathen vorhanden ist, kann aber, auch abgesehen von den sog. Pyroxengranuliten, wohl ein grösseres Gewicht erlangen, wie er z. B. im ostbayerischen Waldgebirge sogar recht reichlich ist; er scheint vorwiegend dem Oligoklas anzugehören, wie u. a. der bereits von v. Hochstetter im böhmischen Gr. von Krumau beobachtete gestreifte Feldspath, welcher nach der Analyse von Carl v. Hauer ergab: 63,16 SiO_2, 23,16 Al_2O_3, 3,00 CaO, 0,17 K_2O, 9,72 Na_2O, 0,79 H_2O (Jahrb. geol. R.-Anst. 1854. 11). Die Plagioklase sind meist recht frisch, einfach oder doppelt verzwillingt, vielfach mit Auslöschungsschiefen auf 0P von 3°—6°, aber

auch bis 16°. Von der Ssogonoj-Kette in Ostafrika beschreibt Rosiwal einen sonst normalen Granatgranulit, dessen Feldspath fast lediglich Oligoklas ist. — Als Einschlüsse erscheinen in den Feldspathen Quarz, Granat, Disthen, Sillimanit, Biotit, namentlich Rutil (s. unten). Orthoklas und Plagioklas setzen sich in verschwommene Aggregate von Kaliglimmer um.

Platte Körner oder dünne, oft nur papierdicke Lamellen von Quarz sind in einzelnen parallelen Lagen vertheilt und verleihen dem Gestein eine im Querbruch deutlich hervortretende Schieferstructur. Die Körner entbehren meist der Krystallform, die platten Linsen, bisweilen zickzackförmig verlaufend, sind grösstentheils Aggregate einiger Individuen. Die primären, von der Faltung ergriffenen Quarzlamellen sind dabei in zahlreiche Stücke zerbrochen; auf den secundären Charakter anderer Quarzlamellen schliesst Lehmann daraus, dass dieselben an den Umbiegungsstellen der Falten stark verdickt zu sein pflegen, wobei sie meist aus einem vielfach verzahnten Aggregat von Individuen, seltener aus einheitlicher Substanz bestehen. Mitunter greift der Quarz in feinen stengeligen Verästelungen randlich in die Feldspathe, namentlich in die Kalifeldspathe, ein und es entstehen so schriftgranitähnliche Verwachsungen; ebenfalls kommen eigentliche schriftgranitartige Durchwachsungen von Quarz und Feldspath sehr schön vor. Der Quarz kann als Einschlüsse enthalten Rutil, Sillimanit, Disthen, Biotit, Granat, auch wohl scharfe, chokoladebraune, etwas violettlich bis grüngelblich durchscheinende hexagonale Täfelchen von Titaneisen oder titanhaltigem Eisenglanz. In Granuliten mit strenger Parallelstructur gewahrte Kalkowsky in den langstreifigen Quarzlamellen die Flüssigkeitseinschlüsse in Flächen geordnet, welche senkrecht gegen die Parallelstructur stehen und, unterbrochen durch feldspath- oder glimmerreiche Lagen, sich durch die ganze Breite der Praeparate verfolgen lassen; so haben auch an den Umbiegungsstellen der Falten die Flüssigkeitseinschlussflächen eine radiale, sich nach der äusseren Seite der Falte öffnende Stellung, alles Erscheinungen, welche auf secundären Charakter verweisen dürften.

Die rothen Granaten, welche dem gemeinen Granat anzugehören scheinen, übersteigen selten die Grösse einer Erbse und sinken oft zu mikroskopischer Kleinheit hinab; ihre in den Schliffen vielfach schnurförmig an einander gereihten Durchschnitte sind meist rundlich oder mehr oder weniger in die Länge gezogen und zeigen nur selten Contouren, welche auf das Rhombendodekaëder, vielleicht auch auf das Ikositetraëder verweisen. Mehr als erbsengrosse Granatpartieen sind wohl immer eine Anhäufung vieler einzelner Körnchen. Die Granaten sind in grösserer oder geringerer Menge vorhanden, werden aber bei den typischen Vorkommnissen nur sehr selten ganz in dem Gemenge vermisst, und dürften daher auch wohl mit Recht zu den wesentlichen Bestandtheilen gezählt werden. In einigen Gr.en trägt ebenfalls der Granat zur Schieferung bei, indem seine kleinen flachen Körnchen zu zusammenhängenden briefpapierdünnen Lamellen verwoben erscheinen, welche parallel in die Feldspath-Quarzmasse eingelagert sind und auf den Spaltungsflächen des Gesteins als röthliche Flecken

hervortreten. Eine Analyse des Granats im Gr. von Prachatitz ergab v. Camerlander: 38,58 SiO_2, 21,69 Al_2O_3, 29,66 FeO, 2,90 CaO, 6,97 MgO, 0,98 MnO. Als Einschlüsse enthält der Granat namentlich Rutil, Quarz, Fibrolith, Biotit, seltener Feldspathe, Turmalin; auch andere kleinere Granaten (I. 363); Einschlüsse, welche die Form von Granat haben, ist Kalkowsky geneigt, für Quarz zu halten, der als Ausfüllung negativer Granatkrystalle auftritt. Mitunter bildet die Granatsubstanz nur eine schmale Hülle um ein Aggregat von Quarzen und Feldspathen, vermengt mit diesen oder jenen anderen Mineralien. In gewissen Gr.en werden die Granaten umsäumt von einem radial gestellten dunkel- oder lichtgrünen Mineral in keulen- oder wurmähnlichen Stengeln, welches bald Hornblende, bald Augit, bald theils das eine, theils das andere ist, wobei manchmal dazwischen Feldspath (und Quarz) steckt. Da solche annähernd radiale Anordnungen dieser Mineralien auch ohne centralen Granat beobachtet werden, so kann wohl kaum eine Rede davon sein, dass es sich in den eben angeführten Fällen um eine secundäre Entwickelung der ersteren aus dem letzteren handelt. Lehmann denkt sich allerdings, dass »der Pyroxen in keulenförmig anschwellenden Stengelchen wie Algen auf einem verwesenden Bröckchen (von Granat) hervorwuchs«. Damit soll die sonstige Fähigkeit des Granats, sich in Amphibol umzuwandeln, nicht bestritten werden (vgl. I. 364). Auch wird der Granat radspeichenartig von Biotit umgeben; wenn auch v. Lasaulx sagt, dass dann der letztere geradezu aus dem ersteren herauswächst, so scheint doch eine solche Umlagerung an sich gewiss noch nicht zur Deutung des Biotits als eines epigenetischen Products aufzufordern. Die Hüllen wandeln sich schliesslich in chloritische Substanz um. Während so der Granat so oft als Structurcentrum gedient hat, ist es auffallend, dass er zufolge v. Lasaulx in westafrikanischen Gr.en von Gross-Batanga im Gegensatz dazu seinerseits Titaneisen, Hypersthen, Feldspath und Augit als regelmässig körnige Hülle umgibt.

Biotit tritt sehr häufig und zwar oft ziemlich reichlich in das Mineralgemenge ein; seine dünnen, dunkelbraunen oder schwarzen Blättchen, welche entweder zerstreut liegen oder sich zu dünnen Schuppen zusammengruppiren, haben stets eine parallele Anordnung, wodurch die Schieferstructur noch gesteigert und deutlicher wird. Doch findet sich in den granatreichen Gr.en nur höchst selten ein Glimmerblättchen und das sind die charakteristischsten Granulitvarietäten; je mehr Glimmer vorhanden ist, desto mehr tritt der Granat zurück, so dass diese Mineralien quantitativ in einem umgekehrten Verhältniss zu stehen scheinen. Die glimmerreichen Gesteine mit sehr zurückstehendem Granat sind aber bereits keine normalen Gr.e mehr, sondern Übergangsgesteine in Gneiss. Erscheinen derlei Zwischenglieder in einem Gneissterrain, so pflegt man sie Granulitgneiss zu nennen, treten sie in Verbindung mit Granuliten auf, so bezeichnet man sie wohl als Gneissgranulit oder Biotitgranulit. Biotit spielt z. B. in Sachsen eine grosse, im niederösterreichischen Waldviertel eine ganz verschwindende Rolle. Nach Lehmann ist der Biotit in den sächsischen Gr.en vielfach aus Granat entstanden, was aber wohl für die einzelnen Biotit-

16*

lamellen kaum eine Geltung hat. Sehr bemerkenswerth ist dagegen sein Nachweis, dass an den Umbiegungsstellen der Schichten die Glimmerlagen eine auffallende Anschwellung und Verdickung zeigen, welche wohl auf einen secundären Absatz des Minerals wenigstens an diesen etwas gelockert gewesenen Stellen hindeutet.

Hellblauer Cyanit ist, zumal in den schieferigen, glimmerlosen Gr.en als einzelne unregelmässige Körner oder kurze breitsäulenförmige, jedoch nie mit Endflächen versehene Krystalle vorhanden (Kaufungen, Penig, Langenberg bei Hohenstein in Sachsen, Böhmer Wald). Der Cyanit ist im Durchschnitt bläulich oder fast farblos, von Längs- und Querspalten durchzogen, bisweilen mit einer Zwillingsnaht parallel der Längsausdehnung versehen; in Schnitten parallel der Hauptspaltfläche kann man manchmal im convergenten Licht beide optische Axen mit negativer Bisectrix beobachten. In den sächsischen Gr.en ist der Cyanit nicht selten sehr gebogen, ja nach Lehmann auch vollständig bruchlos auf sich zurückgebogen, so dass zwischen gekreuzten Nicols ein vollkommen dunkles Kreuz wie bei Sphaerolithen erscheint. Im Gr. von Prachatitz in Böhmen fand v. Camerlander den Cyanit von einem filzartigen Kranz wurmförmiger grüner Augitstengel umwachsen. — Während der Turmalin im Allgemeinen ein seltener accessorischer Gemengtheil der Gr.e ist, erscheint er doch in gewissen Varietäten als einige Millimeter starke Prismen, als feine schwarze Nadeln oder Krystallbüschel so häufig, dass er den Granat verdrängt und vollständig dessen Rolle übernimmt. Man nennt solche turmalinreichen Gesteine Turmalingranulite und könnte ihnen die granatführenden Gr.e als Granatgranulite gegenübersetzen. Sie finden sich nach v. Hochstetter z. B. am Matzo bei Jaronin, bei Siebitz unweit Ochsbrunn im Böhmer Wald, wo sie indessen auch Granat führen (Jahrb. geol. Reichsanst. V. 15), nach Gümbel unter den Gr.en der Oberpfalz (Correspondenzbl. des zool.-min. Ver. v. Regensburg 1853. 157), auch in Finnland. Nie kommt, soweit bis jetzt bekannt, Cyanit neben Turmalin vor. Die oft stark gebogenen, auch zerbrochenen Turmaline werden im Schliff meist dunkelblau, zeigen bisweilen in den Querschnitten einen centralen lichtblauen Kern, darum eine dunkelbräunliche Schale; die Enden der Säulen sind mitunter durch verschiedene Flächen, z. B. einerseits Rhomboëder, andererseits Basis, begrenzt. Als Einschlüsse werden Körnchen von Quarz und Apatit, schwarze Nädelchen, oft viele Flüssigkeitspartikel angetroffen.

Hornblende spielt nur in besonderen Vorkommnissen eine Rolle (vgl. z. B. S. 256); seltene Säulen des Minerals wurden zuerst von Czjzek bei Gurhof, Göttweih u. a. O. in Niederösterreich beobachtet. Der sog. Forellengranulit vom Gloggnitzer Schlossberg bei Wiener Neustadt zeigt dunkle Flecken, welche von Hornblendebeimengung (vielleicht Glaukophan) herrühren; auch in Lappmarken kommen solche »Forellengranulite« vor; ein argentinischer Gr. enthält nach Stelzner garbenförmige, an den Enden zerfaserte Gruppen von Hornblendesäulchen. Aus Norwegen berichten Reusch und Kjerulf von »Hornblendegranuliten«, welche sich aber von den typischen Gr.en zu entfernen scheinen, weil

sie nur wenig und nicht constant Granat führen, und ausserdem stellenweise Epidot enthalten, der sonst ganz zu fehlen pflegt. Einen granatführenden Amphibolgr., in welchem aber fast aller Feldspath triklin ist, erwähnt Rosiwal zwischen Lewua und Kwa Fungo am Unterlauf des Pangani (Ostafrika).

In sächsischen Granuliten spielt röthlicher Andalusit eine Rolle. Sillimanit (Fibrolith) bildet einerseits kleine häutige verwobene Lagen parallel der Schichtung, andererseits mikroskopische dünne Säulchen und sehr feine strichähnliche Nädelchen, welche dann die meisten anderen Gemengtheile, namentlich die Kalifeldspathe oder Quarze durchspicken. Im ostbayerischen Gr. von Arnstein beobachtete Dathe Sillimanit, welcher bei Parallelismus seiner Längsaxe mit dem Hauptschnitt des einen Nicols himmelblau, in dazu gekreuzter Lage farblos erschien. Sillimanit uud Cyanit kommen auch neben einander vor. — Eine recht weite Verbreitung besitzt der bald sporadisch vertheilte, bald schwarmartig angehäufte Rutil, dessen dickere, fast schwarze Individuen in kleinere und dünnere dunkelrothbraune, braungelbe, ganz hellgelbe, ja fast ganz farblose verlaufen; Zwillinge sind keineswegs selten. Aus Rutil bestehen auch, wie die Übergänge erweisen, die sehr zarten und langeu, strichförmigen, bald geraden, bald etwas gebogenen Gebilde, welche ohne Rücksicht auf die Abgrenzung der Individuen durch das Gemenge von Quarz und Feldspath wie ein Spinngewebe hindurchziehen, bisweilen nach drei Richtungen unter 60° geordnet, namentlich als ein Gewirr feinster Härchen im Quarz angehäuft. Dieser Rutilgehalt ist sehr charakteristisch für sächsische Gr.e und kehrt in fast überraschender Weise in anderen wieder, z. B. zufolge v. Lasaulx in den westafrikanischen von Gross-Batanga. In den Turmalingranuliten scheint der Rutil sehr spärlich zu sein oder ganz zu fehlen. — Häutige Aggregate von tiefgrünen Hercynitkörnchen (Kalkowsky in Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 536) finden sich in sächsichen Gr.en, wo kleine Körnergruppen des Minerals wohl ebenfalls in rothen Andalusitgr.en stecken; in sehr seltenen Gr.en Sachseus liegen auch lichtgrüne Körnchen von eigentlichem Spinell. — Von Erzen erscheinen Magneteisen, Titaneisen, Eisenglanz, Magnetkies (letzterer manchmal makroskopisch). — Kaliglimmer, sonst sehr selten, ist in dem ostbayerischen Waldgebirge häufig. — Apatit spielt keine hervorragende Rolle; seine rundlichen farblosen Körner erscheinen gern in der Nachbarschaft von Granat und Biotit (auch von Turmalin und Pyroxen). — Was den Zirkon anbetrifft, so scheint derselbe in den sächsischen Gr.en nur sehr spärlich vorzukommen; beim Schlämmen der Gr.e von Kaufungen bei Penig, von Mühlau bei Penig und von Limbach bei Chemnitz erhielt H. Thürach seltene, höchstens 0,12 mm grosse farblose Körnchen von Zirkon. Im Gr. von Warta und Kaaden werden kurze, stark lichtbrechende, »farblose, schwachbläulich oder stahlblau durchscheinende« Kryställchen von Dathe als Zirkon angesprochen; reich an meist scharfen blassgelblichen bis farblosen Zirkonkryställchen (neben Rutil), welche in allen Gemengtheilen liegen, sind nach Ploner Gr.e aus dem tiroler Pescarabach; Becke hält blass weingelbe Krystalle im niederösterreichischen Waldviertel für Zirkon; das Mineral wird auch von Miklucho-Maclay in

Gr.en von Transbaikalien, von v. Lasaulx in solchen von Gross-Batanga (Westafrika) erwähnt.

Je zahlreicher die Quarzlamellen auftreten, desto deutlicher ist die Schieferstructur des Granulits ausgebildet. Bisweilen erscheint der Quarz aber nicht in dünnen Lamellen, sondern in rundlichen Körnern, welche dann auch zerstreut in der Feldspathmasse umherliegen, und während so die schieferige Structur entweder ganz verloren geht, oder nur sehr undeutlich zum Vorschein kommt, erhält das Gestein ein mehr körniges Gefüge. Bemerkenswerth ist, dass Lossen eine solche irreguläre Feldspath-Quarz-Mosaikstructur (mit accessorischem Granat) auch in eruptiven Ganggraniten des Harzes als integrirenden Lagentheil der dort schieferig ausgefallenen Gesteinsmasse wiederfand (vgl. II. 26). Bandstreifigen Gr. (an der Zschopau zwischen Sachsenburg und Schönborn in Sachsen) nennt v. Cotta denjenigen, welcher durch parallele Glimmerzwischenlagen streifig erscheint. Als körnig-schuppigen Gr. kann man mit Naumann jene Varietät bezeichnen, in welcher der Quarz einzelne flache linsenförmige Körner bildet; obschon diese meist parallel gelagert sind und auch einzelne Glimmerflasern sich einstellen, zeigt sich dennoch auf dem Querbruch keine so deutliche Schieferstructur, wie sie der gewöhnliche Gr. besitzt. Spaltbarkeit ist indessen immer noch vorhanden. Im Böhmer Wald sah v. Hochstetter bei Snirn und am Sandberg bei Rothenhof im schuppig-körnigen Gr. haselnuss- bis wallnussgrosse Kugeln von ellipsoidischer Rundung, welche aus gewöhnlichem Gr. oder aus Quarz oder Orthoklas bestehen (Jahrb. geol. Reichsanst. V. 1854. 15).

Charakteristisch für viele Granulite ist der ausgezeichnete, oft ins Endlose gehende parallele Wechsel von Varietäten, welche durch etwas verschiedenen Mineralgehalt oder durch etwas abweichende structurelle Ausbildung einzelner Lagen hervorgebracht werden.

Als vorherrschend aus Kalifeldspath und Quarz zusammengesetzte Gesteine besitzen die typischen Granulite einen dem der Granite genäherten SiO_2-Gehalt; unter den Alkalien pflegt mit ganz spärlichen Ausnahmen K_2O beträchtlich vorzuwalten; je nach dem Gehalt an Granat, an Biotit oder Cyanit wechselt die Menge der Sesquioxyde und alkalischen Erden. Über die Zusammensetzung der Pyroxengranulite s. weiter unten.

I. Neudörfchen, ö. von Mittweida, Sachsen; Rube bei Scheerer, Festschrift u. s. w, 1866. 180.

II. Südl. von Burgstädt; Rube ebendas.

III. Höllmühle bei Penig, Sachsen, normaler Gr.; Rube bei Scheerer, N. Jahrb. f. Min. 1873. 677.

IV. Steina bei Hartha, Sachsen, normaler Gr.; Rube ebendas.

V. Rosswein in Sachsen, ausgezeichnet schieferig, mit Granat und Cyanit; spec. Gew. = 2,687; F. Z. in Poggend. Annalen CXXII. 1864. 625.

VI. S.ö. von Zwiesel im bayerischen Wald, Turmalingranulit, mit Plagioklas, ohne Granaten; spec. Gew. = 2,685. Wittstein bei Gümbel, Ostbayerisches Grenzgebirge 1868. 337.

VII. Unterbergen, s. von Mautern an der Donau, feinkörnig, weiss, mit viel Granat und Cyanit; Hornig, Sitzgsber. Wien. Akad. VII. 1851. 586 (in einem an Granat reichen und an Cyanit armen Gr. zwischen Aggsbach und Gurhof in der Gegend von Krems werden von Hornig 7,11% K_2O, kein Na_2O angegeben).

VIII. Gulfjeld in Norwegen, mit mikroskopischem Granat und zahlreichen feinen Hornblendenadeln; Th. Hiortdahl.

IX. Haggais auf Åhlön, Finnland, mit stecknadelkopfgrossen Granaten; sp. Gew. = 2,60; Kuhlberg.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
Kieselsäure . .	75,80	71,25	76,33	73,37	69,94	76,85	73,71	75,81	74,15
Thonerde . . .	12,09	14,28	12,89	14,09	10,05	9,75	11,91	12,33	14,52
Eisenoxyd . . .	—	—	2,25	3,31	—	2,90	1,38	—	0,85
Eisenoxydul . .	2,18	3,89	—	—	4,66	Spur	5,08	3,78	—
Manganoxydul .	—	—	—	—	—	—	1,83	—	—
Kalk	1,45	2,84	0,45	1,54	2,41	0,70	2,21	2,74	0,64
Magnesia . . .	0,38	0,92	0,35	0,76	1,60	Spur	—	0,09	0,39
Kali	4,27	3,02	7,59	4,25	5,94	6,14	1,50	0,97	6,55
Natron	2,72	2,76	—	2,49	3,30	1,72	2,37	3,98	3,23
Wasser	0,63	0,59	0,22	0,27	0,98	1,15	—	0,65	0,61
	99,52	99,55	100,18	100,08	98,88	100,00	99,99	100,35	100,94

VI enthält noch B_2O_3, 0,14 Fl, 0,65 TiO_2.

Der Granulit ist ein local zur Entwickelung gekommenes Glied der archäischen krystallinischen Schieferreihe, welches am nächsten mit dem Gneiss Verwandtschaft hat, mit dem auch Wechsellagerungen stattfinden, während anderswo gewissermassen der Gneiss durch den Gr. vertreten wird, dessen Complexe dann von Glimmerschiefer, Phyllit u. s. w. bedeckt sind. Dass durch Zunahme des Gehalts an Glimmer der Übergang des Gr. in einen feinflaserigen Gneiss vermittelt wird, wurde schon oben bemerkt.

Neben der ausgezeichneten Schieferung zeigt der Gr. auch in der Regel eine sehr regelmässige und deutliche Schichtung, welche um so vollkommener erscheint, je mehr die Schieferung ausgebildet ist, während die mehr körnigen Gr.e mächtigere und weniger deutliche Schichten bilden. Schieferung und Schichtung ist in den meisten Fällen einander parallel, v. Hochstetter beobachtete jedoch an den glimmerreichen körnigstreifigen Gr.en Böhmens bei Krumau bisweilen eine Parallelstructur, welche die plattenförmige Schichtung quer durchsetzt, eine Erscheinung also, die der transversalen Schieferung ähnlich ist. Die Schichten sind im Ganzen gewöhnlich ebenflächig und liefern schöne Steinplatten, mitunter aber auch gebogen und undulirt. Vielfach gewundene Schichten sind z. B. oberhalb Callenberg und unterhalb Niederfrohna in der sächsischen Granulitpartie wahrzunehmen. Nach Fallou lassen bei Saalbach unterhalb Waldheim die Schichten des Gr. die manchfachsten Windungen und Biegungen erkennen, »bald schlangen- und flammenförmig emporsteigend, bald in elliptischer oder gekräuselter Verschlingung, bald strahlenförmig divergirend, gleich den Jahresringen im Längendurchschnitt eines alten knorrigen oder astreichen Baumes« (Z. geol. Ges. VII. 1855. 403).

Unter allen Vorkommnissen des Gesteins ist das Granulitgebirge Sachsens oder das sog. sächsische Mittelgebirge ohne Zweifel das am längsten und besten erforschte und am reichsten gegliederte. Das Folgende ist zum grössten Theil der meisterhaften, die Ergebnisse der geologischen Landesuntersuchung zusammenfassenden Darstellung von Credner entnommen (Das sächsische Granulitgebirge u. s. Umgebung. Leipzig 1884).

Die randlichen Partieen des *sächsischen Mittelgebirges*, welche in elliptischem Verlauf von Glimmerschiefern und Phylliten gebildet werden, überragen jedesmal wallartig, allerdings als ein oft unterbrochener Kranz von Höhenzügen, das innere, aus der eigentlichen Granulitformation bestehende Centralgebiet. Der Gegensatz zwischen dem umgürtenden Hügelkranz und dem niedrigeren inneren Areal wird durch die im Vergleich mit den feldspathreichen Granuliten schwerere Zersetzbarkeit und Denudation der peripherischen Glimmerschiefer bedingt. Die Ellipse des Mittelgebirges misst in ihrem grösseren, von SW. nach NO. gerichteten Durchmesser zwischen Glauchau und Rosswein gegen 50 km, während die kürzere von jenseits Rochlitz nach Sachsenburg verlaufende Axe nur etwa 18 km Länge hat. Das Mittelgebirge wird gebildet von einem dem erzgebirgischen Faltensystem angehörigen, rings geschlossenen kuppelförmigen Sattel, in welchem die Formationen des Erzgebirges sich nochmals zu Tage heben, indem die von den Glimmerschiefern und Phylliten überlagerte Granulitformation gewissermassen eine Facies der oberen Stufe der erzgebirgischen Gneissformation darstellt. Das was man hier Granulitformation nennt, besteht aus einem Complex von sehr manchfachen, mit einander durch Wechsellagerung und Übergänge verbundenen Granulitvarietäten, mit concordanten Einlagerungen von Pyroxengranulit, Biotitgneissen, Cordierit- und Granatgneiss, Serpentinen, Amphiboliten, Granatfels und Flasergabbro (Zobtenit).

Der in dünne Platten und ebene Bänke brechende eigentliche Granulit des sächsischen Mittelgebirges besteht wesentlich aus einem ebenschieferigen Gemenge von Feldspath und Quarz; ersterer ist hauptsächlich feinfaseriger Orthoklas (Mikroperthit), nebst zurücktretendem Plagioklas. Mit dem Feldspath bildet der Quarz z. Th. ein höchst feinkörniges Gemenge, meist aber tritt er in Form bald kürzerer, bald längerer, flach lenticulärer, papierdünner Lamellen auf, wodurch die Schieferstructur des Gesteins bedingt wird. Diesen beiden Hauptgemengtheilen können sich zugesellen: Granat, Cyanit, Andalusit, Fibrolith, Biotit, Hercynit und als mikroskopische Individuen Rutil, Magnetit und Titaneisen, Apatit. Dadurch, dass einzelne dieser Mineralien neben dem stets vorwaltenden Feldspath und Quarz, zum Theil selbst mit Ausschluss fast aller übrigen der genannten Nebengemengtheile mehr in den Vordergrund treten, und dann innerhalb gewisser Gesteinsbänke oder gewisser Complexe zu constanten wesentlichen Gemengtheilen werden, entsteht eine Anzahl von Varietäten von sehr verschiedenem Aussehen:

a) normaler Granulit (Weissstein), ein ebenschieferiges Gemenge von hauptsächlich weissem orthotomem Feldspath und weisslich grauem Quarz, nebst meist hirsekorngrossen, zuweilen sogar bis erbsengrossen rothen oder rothbraunen Granaten (selten mit Krystallform), local auch mit einzelnen hellblauen Cyaniten, sowie mit Häufchen von Hercynitkörnchen.

b) Cyanitgranulit, ausser mit kleinen Granaten mit viel häufigeren und grösseren intensiv blauen tafeligen Cyanitsäulchen, welche namentlich die Schichtflächen bedecken, so dass diese blau punktirt erscheinen; bis bohnengrosse filzigfaserige Aggregate von Fibrolith gesellen sich hinzu (Röhrsdorf, Kaufungen, Ebersbach).

c) Hercynitgranulit, ein normaler Gr. mit Aggregaten von Hercynit-

körnchen, welche sich zu grünlich schwarzen, den Schichten des Granulits conformen, mehrere Millimeter grossen Flasern aggregiren (zuerst nachgewiesen von Kalkowsky; Niederelsdorf, Spinnerei Amerika, Roehsburg). In vielen Präparaten werden die hercynithaltigen Stellen zunächst von einem lichteren klareren Hof umgeben, welcher sich dadurch auszeichnet, dass der faserige Orthoklas fehlt, gerade hier verzwillingte Plagioklase auftreten und die Quarze verhältnissmässig wenig und sehr kleine Flüssigkeitseinschlüsse enthalten.

d) Andalusitgranulit; neben Granat, wenig Cyanit und Fibrolith stellt sich Andalusit in (secundär) grellrothen, stengeligen, radialstrahligen oder feinfilzigen Aggregaten ein, welche theils dünne Flasern innerhalb der Granulitmasse selbst bilden, theils auf den Schichtflächen angehäuft sind und dem Gestein röthliche Farbentöne verleihen (Gegend von Waldheim, Markersdorf).

e) Biotitgranulit; zum Feldspath und Quarz tritt Biotit (nie Muscovit), während Granat und Cyanit verdrängt werden und in den glimmerreichen Gr.en gänzlich fehlen. Namentlich bedeckt der Biotit die Schichtflächen der zarten Feldspath-Quarzlagen als isolirte Blättchen oder zusammenhängende Häute oder er concentrirt sich gewissermassen andererseits zu dünnen Lagen zwischen fast glimmerfreien Schichten.

Durch Zurücktreten der charakteristischen Ebenschieferigkeit entsteht namentlich an der oberen Grenze der Granulitformation ein lang- und dünnflaseriger Granulitgneiss (besser wohl Gneissgranulit genannt), durch Verlust der Parallelstructur ganz local eine richtungslos struirte granitisch-körnige Abart mit nur noch schwacher Andeutung von Flaserung oder Parallelstreifung. — Eine besonders auffällige Structurvarietät der normalen und Biotitgr.e ist aber noch der Augengranulit; er besteht aus einer dünnschichtigen und ebenschieferigen, ausserordentlich regelmässigen Wechsellagerung von meist zartesten, oft nur papierdünnen, parallelen Lagen von normalem weissem oder lichtem Gr. mit dunkelem Biotitgr., welche sich anschmiegen an erbsen- bis hühnerei-, ja faustgrosse rundliche bis flach lenticuläre Einsprenglinge von Feldspath, von Granat, von Feldspath und Quarz, oder von Feldspath und Granat, dieselben augenartig umschliessend. Diese Augengr.e bilden einen constanten Horizont an der oberen Grenze der Granulitformation und sind besonders grossaugig in den Steinbrüchen von Tirschheim (hier auch erbsengrosse Körner von Orthit und seltenen Turmalin haltend), im Schützwald an der Chemnitz, unterhalb Sachsenburg an der Zschopau, am Hartenberg bei Rosswein. Die rundlichen, manchmal ganz geröllähnlichen Körner oder Partieen von Feldspath werden nach der Beobachtung von Lehmann in den meisten Fällen umgeben von einer übereinstimmend gefärbten feinkrystallinisch-körnigen Feldspathmasse, welche schweifartig nach entgegengesetzten Seiten in der Richtung der Schieferung abstrebt, und mit unregelmässigen Grenzen strähnenartig in den Feldspath hineinsetzt. Bisweilen sind grössere Feldspatheinsprenglinge gespalten und in den Rissen befindet sich ein feinkörniges granulitisches Gemenge oder eine feinkrystallinische Feldspathmasse; dann zeigen die Einsprenglinge stets Spuren grossen Drucks, u. a. auch stark gebogene Spaltungsflächen. Lehmann glaubt, dass die Einsprenglinge durch Zerdrückung theilweise gelockert wurden und dass auf den so geschaffenen, für den Angriff günstigen Stellen eine Auflösung und Umkrystallisirung zu feinkörniger Feldspathmasse (zuweilen mit Quarz oder Biotit) Platz griff, welche in die eigentliche Granulitmasse übergeht. Die geröllartige Form der Feldspathe sei keine ursprüngliche, sondern erst im Gestein selbst durch mechanische Verreibung und Auflösung entstanden. Ja, »es ist ein beträchtlicher Theil der hälleflintartigen Granulitmasse selbst aus der Auflösung grösserer Feldspathe hervorgegangen, deren mehr oder minder erhaltene Reste in den Feldspathaugen und -knöllchen noch vorliegen«. —

Granatreiche und granatarme, biotitreiche und biotitfreie Lagen wechseln in rascher Folge mit einander ab, am regelmässigsten in den Augengranuliten.

Als typisches Mittel der chemischen Zusammensetzung wird angegeben: 74,50 SiO_2, 10,70 Al_2O_3, 5,60 Fe_2O_3 und FeO, 2,20 CaO, 4,00 K_2O, 2,50 Na_2O; spec. Gew. = 2,6 im Durchschnitt.

In der Gesammtheit der granulitischen Schichtenreihe herrschen die Biotitgranulite vor den normalen bei weitem vor, insbesondere in den hangenden Zonen; der normale ist dann dem Biotitgr. in dünnen Platten und mächtigen Bänken oder Complexen eingelagert.

In diesem System der sächsischen Granulite sind nun ausser Gneissen, Serpentinen u. s. w. auch die sog. Pyroxengranulite eingelagert. Diese eigenthümlichen Gesteine, welche man in früherer Zeit wegen ihrer dunkeln Farbe und des vielfach an »Trapp« erinnernden Anssehens als Trappgranulite, dann auch als Diallaggranulite und Augitgranulite bezeichnet hat, sind feinkörnig bis dicht, grünlichschwarz und rabenschwarz bis dunkelgrau mit splitterigem bis flachmuscheligem Bruch, regelmässig plattenförmiger Absonderung. Makroskopisch erkennt man, und zwar keineswegs immer, nur Granat, Magnetkies, seltener auch Quarz und Feldspath als Gemengtheile. U. d. M. zeigt sich, dass als wesentliche Gemengtheile vorhanden sind: Rhombischer Pyroxen als frischer Hypersthen; er erscheint stets in Form von länglichen oder runden Körnern oder als unregelmässig begrenzte Blättchen, nie in Krystallgestalt, und zeigt ziemlich starken, bisweilen sehr kräftigen Pleochroismus, so dass seine Körnchen in gewissen Schnitten im polarisirten Licht wie Granaten aussehen ($\mathfrak{c}$ = grün, $\mathfrak{b}$ = gelb, $\mathfrak{a}$ = gelbroth). Stets besitzt er gerade Auslöschung mit negativer Doppelbrechung; neben der prismatischen tritt oft sehr deutlich eine Spaltbarkeit nach den verticalen Pinakoiden hervor und weil sich dazu vielfach eine feine Streifung parallel der Verticalaxe gesellt, erhält dieser Pyroxen etwas diallagartiges. Zu einer Zeit, als die rhombische Natur desselben noch nicht bekannt war und alle Pyroxene des Gesteins als monoklin galten, nannte daher Dathe das letztere Diallaggranulit; Credner, welcher in dem vorausgesetzten monoklinen mehr gewöhnlichen Augit erkenuen wollte, redete vorübergehend von Augitgranuliten. In einem isolirten Gemenge von Hypersthen mit wenig monoklinem Pyroxen fand Merian 26,93 FeO, 13,93 MgO und nur 3,14 CaO, wodurch auch der chemische Nachweis für Hypersthen geliefert ist. Das Dasein dieses rhombischen Pyroxens wurde wohl zuerst durch Lehmann aufgedeckt, welcher 1884 »einen nicht ungewöhnlichen und bei einzelnen Vorkommnissen das Übergewicht erlangenden rhombischen Pyroxen, Enstatit« in diesen Granuliten anführt. A. Merian stellte dann 1885 seine Natur weiter fest, wie es scheint, ohne diese Angabe zu kennen. Neben solchem Pyroxen kommt meist in zurücktretender Menge auch ein monokliner, nur schwach pleochroitischer Pyroxen vor, welcher gewöhnlich von einem etwas diallagartigen Charakter ist und eine Auslöschungsschiefe von 39°—45° aufweist; beide Pyroxene besitzen ziemlich reine Substanz. — Ferner erscheinen u. d. M. Plagioklase, von viel regelmässigeren Contouren, als sie die Kalifeldspathe in den normalen Granuliten aufweisen, oft

mit doppelter Zwillingsstreifung, Granat (oft in Chlorit verändert), Quarz, Magnesiaglimmer und Magnetkies als fast immer vorhandene Gemengtheile von mehr wesentlichem Charakter, während sich Apatit, Eisenkies, Eisenglanz, Magnetit, Titaneisen, Rutil accessorisch zeigen. Ihnen gesellt sich Amphibol zu, der sich als primäres Mineral von der lichtgrünen, strahlsteinartigen, aus Pyroxen hervorgegangenen Hornblende durch dunklere Färbung und grössere Compactheit unterscheidet. Übrigens verbinden sich die genannten Mineralien in sehr schwankenden Verhältnissen; namentlich ist die Betheiligung des Granats sehr wechselnd und die Hornblende nur in spärlichen Vorkommnissen vorhanden. Die Granatkörnchen werden wohl zunächst von einer Quarz-Feldspathzone umgeben, die sich im Dünnschliff schon unter der Loupe als lichtfarbiger Ring von der übrigen dunkeln Masse abhebt. Auch sind Glimmer oder Pyroxene centrisch um Granaten geordnet. — An der Zusammensetzung einer Anzahl von Pyroxengranuliten, welche sich schon äusserlich durch feinsplitterigen Bruch und graue Farbe von den schwarzen normalen unterscheiden, betheiligt sich neben Plagioklas feinfaseriger Orthoklas (Mikroperthit) als wesentlicher Gemengtheil, wobei der Gehalt an Biotit wächst, der an Pyroxen beträchtlich abnimmt (sich auch wohl spärlich Turmalin einstellt). Diese lichteren Orthoklas-Pyroxengr.e bilden daher Mittelglieder zwischen den Biotitgr.en und den Pyroxengr.en. — Aus den vorstehenden Anführungen ergibt sich, dass diese Gesteinsart überhaupt keine eigentliche Berechtigung zu einem Namen hat, welcher auf Granulit ausklingt, da sie in ihren typischen Gliedern als vorwaltendes Gemenge aus Hypersthen und Plagioklas mit dem eigentlichen Granulit gar wenig verwandte Zusammensetzung zeigt. Schon 1819 behauptete Pusch, dass »der Trappweissstein eigentlich eine vom übrigen Weissstein ganz verschiedene Gebirgsart ist, und nur in so ferne dazu gerechnet werden kann, als er stets mit dem wahren Weisssteine abwechselt, und folglich ein und dasselbe Gebirgsganze mit ihm bildet« (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1872. 912). Die neueren Namen lehnen sich an den alten »Trappgranulit« an, welcher, ohne Kenntniss der Gemengtheile, die innige Verbindung mit dem Granulit zum Ausdruck bringen sollte; von ihnen ist Pyroxengranulit der zweckmässige, da der erste Theil dieser Bezeichnung sowohl das rhombische als das monokline Glied der betreffenden Mineralgruppe deckt. Lacroix rechnet die Vorkommnisse zum Pyroxengneiss. — Es folgen einige Analysen von Pyroxengr.en, von denen I—IV orthoklasfrei, V—VIII orthoklashaltig sind.

I. Böhrigen bei Rosswein; Drechsel und Reichel.
II. Klaumühle bei Limbach; Scheerer; sp. Gew. 3,09.
III. Ringethal bei Mittweida; Drechsel; sp. Gew. 2,98.
IV. Zwischen Obercrossen und Tanneberg; Rube.
V. Waldheim; Merian; sp. Gew. 2,870; führt Orthoklas nur in geringer Menge.
VI. Nieder-Rossau; Ohl und Junge.
VII. Steinbruch Herrenhaide bei Burgstädt; Rube; sp. Gew. 2,70.
VIII. Gasfabrik bei Penig; Rube.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Kieselsäure	45,52	49,95	54,06	60,47	63,14	68,30	71,25	72,97
Thonerde	17,74	13,95	16,52	14,58	11,91	16,97	14,28	12,69
Eisenoxyd	12,65	—	10,89	10,67	2,74	10,12	—	4,55
Eisenoxydul		15,97			7,13		3,89	—
Kalk	10,40	10,37	11,35	6,75	5,41	1,63	2,84	2,33
Magnesia	9,49	7,91	4,27	3,80	4,32	1,21	0,92	0,63
Kali	0,07	—	0,38	2,29	0,31	1,38	3,02	3,46
Natron	2,52	—	2,85	1,21	2,10	1,46	2,76	3,16
Wasser	—	1,67	—	—	0,26	—	0,56	0,13
	98,39	99,82	100,32	99,77	97,32	101,07	99,55	99,92

I. enthält noch 0,59 MnO, V: 0,64 TiO_2. Aus diesen Analysen ergibt sich, dass die Pyroxengr.e von einer höchst wechselnden Zusammensetzung sind, angefangen von sehr basischen Gliedern, bis herauf zu (orthoklashaltigen) Gesteinen, welche chemisch von den eigentlichen (Weisssteinen) nicht verschieden sind. In den basischen Gliedern, in denen mineralogisch der eigentliche Typus gelegen ist, sinkt mit dem Gehalt an SiO_2 auch derjenige der Alkalien, namentlich von K_2O, während CaO, MgO und Fe zunehmen.

Der Pyroxengranulit bildet entweder dünne centimeter- bis decimeterstarke Lagen oder bis mehrere Meter mächtige flötzartige Bänke zwischen den normalen Granuliten, vorzüglich aber den Biotitgranuliten, oder auch selten fast 100 m mächtige linsenförmige Complexe innerhalb derselben. Die dünnen Lagen der Pyroxengr.e wiederholen sich oft in der vielfachsten Wechsellagerung mit den lichten Granulitvarietäten und sie bilden dann abwechselnd hell und dunkel gebänderte Schichtenreihen; nur local wird der Pyroxengr. zur vorherrschenden Gesteinsart, in welche dann Zwischenlagen von lichten Granuliten eingeschaltet sind. Auffallend ist es bei dieser so ausserordentlich innigen Wechsellagerung, dass nach Lehmann »in den Pyroxengranuliten die Verknüpfung der Gemengtheile die Wirkung einer allgemeinen Gesteinspressung fast gänzlich vermissen lässt«, während diese in den unmittelbar verbundenen normalen und Augengranuliten so einleuchtend sein soll. Die chemischen Contraste sind bei so eng verknüpften und mit einander abwechselnden Schichten ausserordentlich schroff und sehr eigenthümlich. An der Grenze gegen die Biotitgranulite pflegen grössere Blättchen von Biotit sich einzustellen und die Orthoklase auf Kosten der Plagioklase (und Pyroxene) zuzunehmen, wodurch geradezu Übergänge zum Biotitgr. vermittelt werden.

Noch einer anderen von Sauer beschriebenen Einlagerung ist hier zu gedenken, welche sich, 4 m mächtig, in dem Complex gewöhnlicher Granulite am Bahnhof zu Waldheim i. S. concordant eingeschaltet findet. Das völlig quarzfreie Gestein besteht zur Hauptsache aus mittelkörniger albitischer Feldspathmasse und führt weiterhin spärlich bis sehr häufig: a) ein im Habitus bald mehr an Andalusit, bald mehr an Sillimanit erinnerndes rhombisches Mineral, ausgezeichnet prismatisch entwickelt in bis daumenstarken Krystallen, stets ohne terminale Flächen, regellos vertheilt oder radialstrahlig gruppirt. Die Zusammensetzung dieses als Prismatin bezeichneten Minerals ist dem Staurolith genähert: 30,89 SiO_2, 43,06 Al_2O_3, 6,28 FeO, 15,08 MgO,

0,79 K_2O und 2,04 Na_2O, 1,36 H_2O, also nahezu $Mg(Al_2)SiO_6$; der Prismatin wandelt sich rasch in eine lichtgrünliche feinfaserige Substanz um, in welcher SiO_2 auf 48,43, H_2O auf 7,70% gestiegen, MgO auf 2,13 gesunken, Al_2O_3 fast constant geblieben ist. [Nach den späteren Angaben von Ussing (Z. f. Kryst. XV. 1889. 607) besitzt der rhombische blassgelbbraune Prismatin ein ziemlich vollkommen spaltbares und meist über die verticalen Pinakoide herrschendes Prisma von 98° 29′, das spec. Gew. 3,341 und H. = 6,5; die optischen Axen liegen im Makropinakoid, die Verticalaxe ist spitze Bisectrix, Doppelbrechung negativ; $\alpha = 1,6691$, $\beta = 1,6805$, $\gamma = 1,6818$; $2V = 37° 34'$. Zugleich hebt Ussing hervor, dass der Prismatin Sauer's in sehr vielen Beziehungen überaus nahe steht dem schon 1884 durch Lorenzen (vgl. Z. f. Kryst. XI. 1886. 317) zu Fiskernäs in Grönland aufgefundenen neuen und von ihm Kornerupin genannten Mineral, welches dort den Sapphirin begleitet.] b) bis haselnussgrosse Granaten, mit den Erscheinungen der I. 361 genannten Umwandlung in Hornblende und dann in Biotit; c) über millimetergrosse merkwürdige rothbraune Turmaline mit einem Gehalt von 35,76 Al_2O_3, 4,61 B_2O_3, 0,41 SnO_2 (Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 704).

In dem Granulitgebiet Sachsens sind viele der durch Berstung der zusammengestauchten Schichten entstandenen Klüfte und Risse auf hydrochemischem Wege mit mineralischem Material ausgefüllt und so zu Mineralgängen geworden. Zu Tausenden durchschwärmen pegmatitische und granitähnliche Gänge, Trümer und Blätter das Granulitgebirge mit wenig bedeutender Mächtigkeit, geringer Ausdehnung und unregelmässigem Verlauf; gewöhnlich geht von den Salbändern eine stengelige oder strahlig-büschelige Structur mit medianer Verwachsungsnaht oder symmetrischer Lagenvertheilung aus, oder es finden sich, namentlich in der Mitte, Zellen und Drusen. Die Gänge mit vorwiegender Ausfüllung von Orthoklas, Perthit, Muscovit, Lithionglimmer, Biotit und Turmalin sind an die eigentlichen Granulite, diejenigen mit vorwaltendem Oligoklas und Biotit an die Pyroxengranulite (diejenigen mit vorwaltender Hornblende, Epidot, Granat, Titanit an die Hornblendeschiefer und Eklogite) gebunden; vgl. Credner, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 104, auch Kalkowsky ebendas. XXXIII. 1881. 629 und Credner dagegen, ebendas. XXXIV. 1882. 500.

Oberhalb Klösterle an der Eger zwischen den Ortschaften Wotsch, Warta und Damitz ragen in steilen und hohen, pfeilerförmig abgesonderten Felsmassen Granulite auf, welche hier von fünf mächtigen Basaltgängen durchbrochen und in viele, nach den verschiedensten Richtungen einfallende Schollen zerstückelt sind. Diese Gr.e gehören zu einem Complex archäischer Schiefer, welcher sich zufolge Jokély zur Zeit der Basalteruption von dem Gneissgebiet des sächsisch-böhmischen Erzgebirges abtrennte, in die Tiefe versank und nachher theils von Basalt, Basaltconglomerat und -tuffen, theils von anderen Tertiärgebilden des Egerbeckens bedeckt wurde. Unterhalb Kaaden gewinnen die granulitischen Gesteine an beiden Ufern der Eger eine ausgedehnte Verbreitung, und sind sowohl zwischen Kaaden und Neuhof bei St. Lorenz, als bei Seelau und Burgstadtl sehr gut aufgeschlossen. Es sind fast durchgängig normale weissliche Gr.e, feinkörnig, schieferig, mehr oder minder deutlich geschichtet, von zuckerkörnigem Ansehen; makroskopisch werden meist hyacinthrothe Granaten, vereinzelte Cyanite, Quarze, auch wohl dunkle und lichte Glimmerblättchen erkannt. Unter den Kalifeldspathen überwiegt der Mikroklin den Orthoklas, beide sind vielfach perthitartig ausgebildet. Meist zurücktretender frischer Plagioklas fehlt nie. Der Quarz führt neben manchen anderen Einschlüssen auch flüssige (darunter auch solche von liquider Kohlensäure). Mikroskopischer Sillimanit durchspickt als dünne Säulchen und feinste strichähnliche Nädelchen (Fibrolith) alle übrigen Gemengtheile, namentlich die Kalifeldspathe. Ein Granat von Kaaden besass als Hülle eine Schicht von Quarz, um welche sich wieder ein Kranz aus aneinandergefügten Granatpartikeln ringförmig herumlegte. Rutil ist überall ver-

breitet. Die Menge des Biotits wechselt, und unterhalb Kaaden nimmt dieselbe so zu, dass Glimmergr.e entstehen, welche in Gneisse verlaufen. Turmalingr.e sind hier nicht beobachtet worden (Dathe).

Nach Gümbel (Fichtelgebirge 1879. 127) entwickelt sich aus dem accessorischen Granat führenden sog. Münchberger Weisssteingneiss des *Fichtelgebirges* durch Zunahme des Granats Gr. in der Form von untergeordneten Einlagerungen, z. B. bei Gefrees, Haide bei Helmbrechts, der Eppenreuther Mühle.

In dem Gneissgebiet des *ostbayerischen Waldgebirges* erscheinen überall Gr.e als kleinere Einlagerungen und Zwischenlager, ohne eine grössere Selbständigkeit zu gewinnen. Sie erweisen sich theils als Granatgr.e, theils als weiter verbreitete Turmalingr.e; Granat und Turmalin sind beide sozusagen gleichwerthig und vertreten einander, schliessen sich aber nicht immer gegenseitig aus. Diese Gr.e des ostbayerischen Grenzgebirges unterscheiden sich nach den Untersuchungen von Gümbel und namentlich von Dathe durch eine Anzahl von charakteristischen Punkten von denen z. B. Sachsens, des Egerbeckens, Finnlands. Die Mehrzahl zeigt nicht die feinkörnige Structur der letzteren, sondern ist mittel- bis grobkörnig; Orthoklas, Mikroklin (dazu die entsprechenden Perthite) und Plagioklas treten zwar sehr variabel auf, aber durchschnittlich ist der Reichthum an Plagioklas auffallend stark; ein weiterer Gegensatz besteht in dem fast stetigen und reichlichen Gehalt an weissem optisch-zweiaxigem Glimmer, der die Gesteine den Muscovitgneissen nahe bringt; merkwürdig ist ferner der fast gänzliche Mangel an Rutil; Cyanit ist hier nicht beobachtet, während Sillimanit durch seine Häufigkeit geradezu überrascht. — Zu den Granatgranuliten gehören z. B. die Vorkommnisse von: Rödenbach bei Mähring (noch am meisten mit anderen Gr.en übereinstimmend, mittelkörnig und flaserig-schieferig, mit vielen bis fast erbsengrossen Granaten; Orthoklas tritt gegen Mikroklin und Plagioklas stark zurück); Globenreuth bei Erbendorf (reich an Mikroklin und Kaliglimmer); Maisried bei Bodenmais (mittel- bis grobkörnig, mit 6—8 mm langen Feldspathen, erbsengrossen Granaten und Quarzen, kleinen Biotiten); Gegend von Bärnau (grobkörnig, mit bis haselnussgrossen Aggregaten von Granat oder von Granat und Quarz, bisweilen überhaupt ohne nachweisbaren Kalifeldspath); Arnstein bei Waldmünchen (mit etwas Turmalin; bläuliche Flecken im Dünnschliff bestehen aus einem Aggregat von reichlichen farblosen und spärlichen himmelblauen Sillimanitsäulen). — Zu den an Sillimanit und Fibrolith sowie Muscovit insbesondere reichen Turmalingranuliten gehören z. B. der: vom Theresienstein bei Zwiesel (mit zahlreichen, kaum 0,5—1 mm dicken schwarzen Turmalinen und viel Mikroklin); Vohenstrauss; Ragenwies bei Esslarn; Eschelbach; Mantlarn; Spielhof und Miessbrunn bei Pleistein. Zwischen Griesbach und Asch unfern Tirschenreuth beobachtete Lehmann örtlich gehäufte Turmaline von mehreren Centimeter Länge bei 3—5 mm Dicke; auch fand er Pyroxengr.e in Lesestücken am Katzberg bei Cham. — S.w. von Plössberg gehen die Turmalingr.e in einen Turmalin und Faserkiesel haltigen Gneiss und einen aus Turmalin, Quarz und Faserkiesel zusammengesetzten Turmalinschiefer über.

In *Böhmen* treten s.w. und w. von Budweis, im Plansker Gebirge bei Krumau, bei Prachatitz und Christianberg drei abgeschlossene grössere Granulitpartieen neben mehreren kleineren auf, deren Verhältnisse durch v. Hochstetter sehr eingehend beschrieben worden sind. Granit und Gneiss kommen im Granulitgebirge in so inniger Verbindung und in so allmählichen Übergängen ineinander sowie in den Granulit vor, dass es unmöglich wird, sie mit scharfen Grenzen zu trennen; Serpentine bilden regelmässige, sich auskeilende Lager oder Lagerstöcke theils auf den Grenzen des Gr. und diesen unterteufend, theils im Gr. selbst eingeschichtet. Im Plansker Gebirge treten Granatgr.e auf mit bisweilen viel Cyanit, auch Sillimanit in feinstengeligen, schilfartig gekrümmten, büschelförmigen Aggregaten, deren Natur schon

v. Hochstetter nicht entgangen war. Nur wenig Plagioklas begleitet den Orthoklas; bisweilen stellt sich, aber nur in cyanitfreien Varietäten, auch etwas, dann in der Regel von Muscovit begleiteter Turmalin ein. Daneben kommen aber hier noch ausgezeichnete Turmalingr.e vor (am Matzo bei Jaronin, bei Siebitz unweit Ochsbrunn), welche das Mineral in der körnigen Quarzfeldspathmasse bald als selbständige Aggregate feiner Krystallbüschel, bald in gleichmässiger Mengung mit Granatkörnern enthalten. An einigen Stellen beobachtete Lehmann in diesem Gebiet auch Pyroxengr.

In *Niederösterreich* lagern die Gr.e von Gloggnitz, Göttweih und Krems mit Hornblendeschiefern und Serpentin verbunden im Gneiss; stellenweise ist nach Czjzek hier viel Hornblende vorhanden, auch Cyanit kommt vor; in dem sog. Forellengranulit von Gloggnitz (vgl. S. 244) sind die dunkeln flaserigen Flecken zufolge Rosenbusch (N. Jahrb. f. Min. 1881. I. Ref. 238) vermuthlich Glaukophan. — Im niederösterreichischen Waldviertel bilden am Mittellauf des Kamp zwischen Etzmannsdorf, Steineck, Krug und St. Leonhard Gr.e eine grosse linsenförmige Einlagerung im Gneiss, verknüpft mit Diallag-Amphiboliten, mit Eklogit und Olivinfels, in welche aber keine Übergänge stattfinden, während solche in den Gneiss hinein erfolgen. Die Gr.e bestehen zu weit mehr als drei Viertel aus Kalifeldspath mit ausgezeichneter Mikroperthitstructur; selbständiger Plagioklas ist ungemein selten; ausserdem Quarzlinsen, Granatkörner, prachtvoll blaue kleine Cyanitkörner, mikroskopische Fibrolitheinlagerungen, Rutil, Apatit, Titaneisen, wahrscheinlich Zirkon; rothbraun durchsichtiger Biotit spielt, anders wie in Sachsen, nur eine sehr untergeordnete Rolle, fehlt manchmal vollständig (Becke). — Im oberösterreichischen Mühlviertel bildet Granatgr. westlich von Ranariedel unbedeutende Einlagerungen im Gneiss (Peters). — Im Bachergebirge (Steiermark) erscheint bei Windisch-Feistritz Gr. als älteste Formation, älter als Gneiss oder mit ihm aequivalent; bei der Reichmühle beträgt seine Mächtigkeit wohl ca. 200 m; blutrother Granat ist nicht reichlich, auch nur mehr sporadisch vertheilt (Doelter). — Aus dem Schotter des Pescarabachs zwischen Nons- und Sulzberg (Tirol) beschrieb Ploner gröber- und feinerkörnige Gr.e mit Granat und Cyanit, vielem Glimmer (Muscovit und namentlich Biotit), wechselndem Gehalt an Plagioklas und Orthoklas.

In dem breitflaserigen Gneiss des *Eulengebirges* in Niederschlesien erscheint bei Oberweistritz ein wenig ausgedehntes Vorkommen von granatführendem, bisweilen biotitreichem Gr., verbunden mit Hornblendeschiefern und Serpentinen; das Gestein führt viel Rutil, Eisenglanz, Eisenkies, Magnetkies (Roth, Kalkowsky und Dathe). — Bei Namiest an der Oslawa in *Mähren* ist der Gr. bald grobkörnig, bald feinkörnig, führt Granat, stellenweise Cyanit; auch scheinen hier Pyroxengr.e vorzukommen (Oborny). Ein normal entwickelter Gr. zieht im Gneiss einher von Niklowitz nach S. streichend und w. von Rowetschin (Gebiet zwischen Schwarzawa und Zwittawa an der böhmisch-mährischen Grenze; Rosiwal, Verh. geol. R.-Anst. 1893. 149).

Von den älteren französischen Geologen wurde unter dem Namen Leptinit oder Leptynit eine Felsart beschrieben, welche in den *Vogesen* in dem Raum zwischen Remiremont, Gérardmer, Bruyères, Docelles und Éloyes sehr verbreitet ist, in ihren ganz glimmerfreien Varietäten als ein weisses, fast homogenes, oft mit vielen kleinen Granaten erfülltes Gestein erscheint (so bei Ranfaing, Gérardmer, Ste.-Sabine, Ste. Marie-aux-Mines oder Markirch) und sowohl mit Gneiss als mit Granit in innigem Verband steht (vgl. Riesseissen in Leonhard's Taschenb. f. Mineral. 1811. 379; Hogard, Mém. sur le gisement des roches des Vosges im Bull. d. l. soc. d'émulation d. Vosges 1829; v. Oeynhausen, v. Dechen, v. Laroche, Umrisse der Rheinländer I. 1825. 189; Élie de Beaumont, Explication d. l. carte géol. d. l. France, 1841. 305 u. 331; Rozet, Bull. soc. géol. IV. 1834. 136; Puton, ebendas. (2) IV. 1847. 1395). Von Naumann

wurde (Geognosie II. 185) dieser Leptinit direct Granulit genannt und unmittelbar hinter dem sächsischen aufgeführt. In seiner Beschreibung des Gneissgebiets von Markirch im Oberelsass (Abhandl. z. geolog. Specialk. v. Els.-Lothr. 1877. I. 416) zählt Groth die dortigen (auch noch von Delbos und Köchlin-Schlumberger in ihrer Déscript. min. et géol. du Dép. du Haut-Rhin 1866 so genannten) Leptinite zu den jüngeren Gneissen (Granatgneissen), von welchen diese glimmerarmen oder auch stellenweise ganz glimmerfreien Gesteine eine besondere Classe ausmachen; sie führen Granat, sowohl in den parallel-struirten als in den mehr körnigen Varietäten, in letzteren »oft in ungeheurer Masse«; dass dieser eigenthümliche vielfach glimmerfreie »Gneiss« bisweilen von typischem Granulit in der That nicht zu unterscheiden ist, wird von Groth nicht erwähnt.

Die aus *Skandinavien* unter dem Namen Granulit aufgeführten Gesteine scheinen sich in manchen Zügen von den typischen Sachsens, Bayerns, Österreichs und Finnlands zu unterscheiden. Viele der in früherer Zeit als Eurit (nicht zu verwechseln mit dem felsitporphyrischen oder quarzporphyrischen Eurit) oder Hälleflinta bezeichneten Gesteine werden nach dem Vorgang von Törnebohm, welcher sie 1874 (N. Jahrb. f. Min. 137) noch Eurit nannte, später Granulit geheissen (vgl. Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 398); ihre meist schieferige, feinkörnige bis dichte Masse ist vorwiegend ein inniges Gemenge von Feldspathen und Quarz mit mehr oder weniger Biotit, zu denen sich bisweilen Hornblende oder Granat und Erze gesellen. Wenn diese Gesteine mit den typischen Granuliten anderer Länder wenig petrographische Ähnlichkeit besitzen, und viel mehr nach den dichten Gneissen zu oscilliren scheinen, so unterscheiden sie sich auch geologisch dadurch, dass in ihnen »die grössten und besten der schwedischen Erzvorkommen eingelagert sind, so z. B. die Eisenerze von Utö und von Dannemora, sämmtliche der Gegend von Nora und Persberg, ferner das grosse Kiesvorkommen von Falun, der Bleiglanz von Sala, die Zinkblende von Åmmeberg und viele andere« (Törnebohm); auch sind grosse Kalklager mit ihnen verknüpft. — Über den sogenannten Granulit von Åmmeberg an der Nordspitze des Wetterusees vgl. A. Sjögren in Stockh. geol. Fören. Förhandl. V. 216. — Mit dem Gr. vom Nullaberg in Wermland ist ein eigenthümlicher Mikroklinfels verknüpft, welcher sowohl einen primären bituminösen Bestandtheil (sog. Huminit) als einen später eingedrungenen asphaltischen Bergtheer enthält; vgl. darüber insbesondere Törnebohm, N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 1. — In Norwegen, am Gulfjeld, ö. von Bergen, fand Naumann (Beiträge z. Kenntn. Norweg. I. 146) 1824 Granulit, welchen später Hiortdahl näher untersuchte; das mit Saussuritgabbro verbundene Gestein besteht aus vorwaltendem weissem Feldspath, grösseren Quarz- und kleineren Granatkörnern, hin und wieder Hornblendenadeln. — Von Tilleviken am Fusefjord, im s. Theil der Halbinsel von Bergen, erwähnt H. Reusch einen Gr., welcher dort mit Gneiss und Hornblendeschiefer in Verknüpfung steht; »in einer weissen, feinkörnigen, beinahe dichten Grundmasse sind Granaten und grünliche Hornblendeindividuen vertheilt; an manchen Stellen sind Granaten weniger zahlreich, ja sie können vollständig verschwinden, Hornblende ist dagegen überall vorhanden«; u. d. M. erweist sich die Grundmasse als ein Gemenge von Quarz und ungestreiftem Feldspath mit eingestreuten dünnen Epidotsäulen. — Aus der Gegend von Meraker (an der Eisenbahn von Drontheim ö. nach Storlien), Kirkeby und Leret beschrieben Kjerulf und Reusch »Hornblendegranulite«, ein feinkörniges Gemenge von vorwiegend Orthoklas, Quarz, Plagioklas und grünen Hornblendesäulen; mehrfach stellt sich auch Epidot oder etwas Granat ein. Nach Reusch (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 181) ist solcher Hornblendegranulit im Drontheimschen ziemlich weit verbreitet.

Hoch oben in dem lappmärkischen Theile von *Finnland* ist zwischen dem Fluss Tana und dem Enare-See in auch beträchtlicher n.s. Entwickelung eine zuerst von

Jernström aufgedeckte ausgezeichnete Granulitformation entwickelt, welche dort zwischen unterem und oberem Gneiss lagert. Nicht nur typische normale Gr.e sind hier in reichlicher Menge verbreitet, sondern auch glimmerführende; dazu gesellen sich Turmalingr.e und die durch putzenartig eingestreute Hornblendenadeln charakterisirten Forellengr.e. Die innige Beziehung der letzteren zu dunkeln Gr.en, als deren Zusammensetzung Hornblende, ein glimmerartiges Mineral, Feldspath, Quarz, brauner Granat und Magnetit angegeben werden, scheint darauf hinzuweisen, dass sie eine ähnliche geologische Stellung innerhalb dieser lappmärkisch-finnischen Granulitformation einnehmen, wie die Pyroxengr.e in der sächsischen. Die normalen typischen Gr.e (z. B. Kultala, Vahtamapää, Outakoksi am Tana-Elf) sind schieferige bis flaserige, fein- bis mittelkörnige Gesteine, welche hauptsächlich bestehen aus Feldspath, Quarz in plattgedrückten Körnern und Linsen, rothem und braunem Granat von mikroskopischer Kleinheit bis zu Körnern von 1—3 Linien Durchmesser, wohl auch accessorischem schwarzem Glimmer. Der Feldspath ist mikroperthitischer Orthoklas, Plagioklas, daneben Mikroklin; accessorisch erscheinen noch Cyanit, Sillimanit, Rutil (z. Th. Nigrin), Turmalin, Graphit, Eisenkies, sehr spärlich Apatit (Dathe). — Weiter nach Osten hin beschrieb Stelzner Gr.e von der Südküste der zum finnischen Lappland gehörigen Halbinsel Kola, theils von der grossen Bäreninsel, welche s. von Poria Guba mit steilen Felsen aus der Kandalaskaia-Bai emporragt, theils von der kleinen Bäreninsel bei Kierets am s. Ufer des Weissen Meeres. Ein sehr deutlich geschiefertes Gestein von der gr. Bäreninsel mit ziemlich reichlichem Granat »erinnert lebhaft an die normalen sächsischen Granulite«; der Kalifeldspath ist wahrscheinlich grösstentheils Mikroklin. Auch erwähnt Stelzner von hier einen granatreichen Diallaggranulit mit Plagioklas, Quarz, brauner Hornblende, Magnetit und Eisenkies; der grüne Diallag löscht auf $\infty P \infty$ unter 48° gegen c aus. — Auf der Insel Åhlön (Pargas) im finnischen Meerbusen, s.w. von Åbo, finden sich nach Kuhlberg bei Håggais, Kurckas, Vallis Skyttala feinkörnige helle Gr.e, eine gleichmässige Masse von Feldspath und Quarz, durchsetzt von stecknadelkopfgrossen Granaten; die Gesteine sind (makroskopisch) frei von Glimmer und anderen Mineralien; unter den Feldspathen waltet der Orthoklas vor; die mitgetheilten vier Analysen ergeben ganz granitartige Zusammensetzung.

Aus dem Gebiet des Kiachta in Transbaikalien wird durch v. Miklucho-Maclay ein schieferiger, fast weisser Gr. aufgeführt, in welchem schwarze Punkte und Streifchen, sowie kleine Granatkörner makroskopisch erkennbar sind; u. d. M. walten Quarz und Orthoklas vor (beide mit undulöser Auslöschung und stellenweise im zertrümmerten Zustand); accessorisch treten auf Plagioklas, Granat, Zirkon, Amphibol und Chlorit, nebst Magnetit.

Sehr sonderbare granulitische Gesteine sind es, welche v. Lasaulx aus Westafrika, von der Küste von Gross-Batanga und vom dortigen Wasserfall des Lobeflusses beschrieb. Verschiedenen Varietäten der sächsischen Gr.e ähnlich, zeigen einige Gesteine sehr feines Korn, gelblichweisse Farbe mit rostfarbenen Flecken, rothe Körner von Granat und glänzende Täfelchen von Titaneisen oder Titaneisenglanz. U. d. M. bilden Feldspathe (vorwiegender Orthoklas, theils klar, theils faserig-mikroperthitisch, in geringerer Menge Plagioklas) und Quarz in gleichmässigem Gemenge gewissermassen eine farblose klare Grundmasse. Der Granat erscheint nicht in einzelnen Individuen sondern in langgestreckten körnigen Aggregaten, welche eine zusammenhängende Hülle oder Randzone, namentlich um Titaneisen, auch um Feldspathkörner oder um Hypersthen bilden; im Inneren dieses Saumes sind die Granaten feinkörniger, nach aussen nehmen sie scharf abgegrenzte krystallographische Contouren an. Zwischen dem Kern von Titaneisen und dem Granatsaum schiebt sich immer eine helle schmale Zone jener Grundmasse ein, in welcher zahllose kleine,

wie von dem Kern abgesplitterte Erzkörnchen liegen. Diese Granataggregate bedingen die rostfarbenen Flecken des Gesteins. Weiterhin stark pleochroitischer Hypersthen, mit Umwandlung in bastitartige oder serpentinähnliche Substanz, sehr heller monokliner Augit, etwas reichlicher lauchgrüne Hornblende, welche Säume um Hypersthen bildet, aber ihrerseits nie von einem Granatsaum umgeben scheint, und brauner Biotit; Hornblende und Biotit umsäumen auch Titaneisen. Ausserdem Rutil, Zirkon, vereinzelte Epidotkörnchen.

Der von Hatch aus der Gegend von Antanarivo auf Madagaskar aus dem Gneiss beschriebene Pyroxengr., welcher makro- und mikroskopisch mit dem sächsischen sehr ähnlich sei, scheint doch dadurch abzuweichen, dass man in der dunkeln körnigen Masse schon mit blossem Auge glasglänzende gestreifte Plagioklase (u. d. M. doppelt verzwillingt), rothen, an Grösse die anderen Gemengtheile übertreffenden Granat und schwarze Körner (u. d. M. theils Omphacit oder Diallag, theils Hypersthen theils grünlichbraune Hornblende) erkennt.

An der Estancia el Bajo de Anfama in der Sierra de Tucuman in Argentinien beobachtete Stelzner einen plagioklasreichen, Granat und garbenförmig zerfaserte Hornblendegruppen führenden Gr.; Granaten und Hornblenden erscheinen durch massenhafte Einlagerungen von Quarz und Feldspath wie siebartig durchlöchert (Beitr. z. Geol. u. Pal. der Argentin. Rep. 1885. 22). — Vielleicht gehört hierher das von Lacroix als Leptynite grénatifère beschriebene Gestein von Colombo und Kandy auf Ceylon, eine weisse oder hellröthliche Hauptmasse (Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Rutil, Zirkon), bisweilen fast dicht, bisweilen gröber krystallinisch, mit inliegenden bis erbsengrossen reichlichen Granaten; Biotitblättchen sind unregelmässig vertheilt und fehlen oft ganz (Bull. soc. fr. minér. April 1889).

Da die Entstehungsweise des Granulits, insbesondere des sächsischen, Gegenstand besonderer Vorstellungen geworden ist, welche auch heute noch Interesse besitzen und sich zum Theil nicht mit den sonst für die krystallinischen Schiefer üblich gewesenen decken, so mag im Folgenden darüber Einiges angeführt werden.

Carl Friedrich Naumann hielt die an der Oberfläche mit den ungefähren Umrissen einer Ellipse hervortretende Granulitformation des sächsischen Mittelgebirges für eine eruptive Bildung, welche einerseits die Schiefer rings um sich zu einem von der Granulitellipse allseitig abfallenden und der Hauptsache nach concentrisch verlaufenden Mantel aufgerichtet und ihr Material in die krystallinischen Phyllite, Glimmerschiefer und Gneissglimmerschiefer umgewandelt habe, andererseits mehrfach in den Schieferwall eingedrungen sei, wobei grössere, zum Theil noch mit dem letzteren zusammenhängende Schollen losgerissen und zu Cordieritgneiss metamorphosirt wurden. Die Contouren dieser Ellipse seien nicht ganz regelmässig, indem bald halbinselartige Schieferpartieen sich in den Granulit hineinerstrecken, bald dieser als spitzer Keil in das umgebende Schiefergebirge hineindringe. Jene halbinselartigen Ausläufer des Schiefergebirges zeigen nun nach ihm ebenfalls die Erscheinung, dass sie, an dem einen Ende mit dem Glimmerschiefer zusammenhängend, inmitten des Granulits aus solchem eigenthümlichen charakteristischen Gneiss bestehen. So z. B. gehe die Glimmerschieferzunge, welche sich auf der westlichen Seite der Granulitpartie bei Göhren abzweigt, in ihrer weiteren Erstreckung (über Lunzenau nach Rochsburg) in den Granulit hinein in einen sehr krystallinischen, cordieritreichen Gneiss über. Dasselbe sei bei der schmalen und langen, von Süden auslaufenden Halbinsel der Fall, welche sich von Limbach nach Claussnitz erstreckt,

auch der äussere, stetig fortlaufende Glimmerschiefermantel zeige sehr häufig an der Grenze gegen den Granulit sich in Gneiss metamorphosirt. — Inmitten dieser Granulitellipse treten nun völlig isolirte, inselförmige Partieen von Gneiss und Granit auf, von denen die ersteren ganz dieselbe petrographische Beschaffenheit offenbaren, welche den vom Glimmerschiefer ausgesandten Vorsprüngen innerhalb des Granulits eigen ist. Aus solchen Verhältnissen schliesst Naumann, dass diese Gneisse, gleichsam im Granulit schwimmende Massen, ursprünglich Glimmerschiefer gewesen sind und durch den Granulit in derselben Weise eine Metamorphose erlitten haben, wie sie jenen Halbinseln offenbar zu Theil geworden sei. — »Die sämmtlichen Erscheinungen, welche die sächsische Granulitformation darbietet, ihr Auftreten innerhalb einer völlig geschlossenen Ellipse, ihre keilförmigen Vorsprünge an den Grenzen, ihre Umgebung durch einen höher aufragenden Wall des Schiefergebirges, die peninsularischen und insularischen Fetzen dieses Schiefergebirges, die höchst auffallenden Metamorphosen seiner Gesteine, die im Granulit auftretenden Granite, endlich die mineralische Zusammensetzung des Granulites selbst, alle diese Erscheinungen dürften nur in der Annahme einer eruptiven Entstehungsweise unserer Granulitformation ihre genügende Erklärung finden. Lange Zeit hindurch mochten die innersten Schichten und die colossalen Fragmente der durchbrochenen Schieferdecke der chemischen Einwirkung des langsam erstarrenden Feldspathgesteins unterliegen, um jene Metamorphosen in Gneiss und Glimmerschiefer zu erfahren, welche so unbezweifelt stattgefunden haben. Und so sehen wir uns denn zu derselben Ansicht gedrängt, welche schon vor einem halben Jahrhundert (1803) von Weiss angedeutet wurde, indem er auf die Nothwendigkeit eines gewaltsamen Heraustretens des Granulites verwies« (Lehrbuch d. Geognosie II. 184).

F. v. Hochstetter gelangte dagegen durch die sorgfältige Untersuchung der Lagerungsverhältnisse der Granulite im Böhmer Wald zu dem Resultat, dass dieselben keine eruptiven, sondern mit dem umgebenden Gneiss gleichzeitige Bildungen seien, indem die Schichten des Gneissgebirges sich ganz der äusseren Form der Granulitmassen anschmiegen, sie wie grosse Augen einschliessend, dieselben theils unterteufend, theils überlagernd. »Aller Granulit ist eine Massenausscheidung von gleichzeitiger Entstehung mit den krystallinischen Schiefern, in denen er auftritt. Wo er grössere Gebiete zusammensetzt, ist er eine durch den inneren Gegensatz der Substanzen veranlasste Concentrationsmasse von mehr oder weniger regelmässiger ellipsoidischer Form mit concentrisch-schaligem Bau. Seine grossen ellipsoidischen Stöcke, welche ursprünglich allseitig von den krystallinischen Schiefern umschlossen waren, traten erst später durch die stets fortschreitende Degradation der Oberfläche frei hervor, und bieten sich nun selbst, seit langer Zeit der Verwitterung und Abschwemmung ausgesetzt, in einem mehr oder weniger tief ausgearbeiteten Horizontalquerschnitt der Beobachtung dar.« So zeigen sich bald concentrisch-schalig gebaute convexe Dome, bald ebenso gebaute concave Mulden (Jahrb. geol. R.-Anstalt V. 1854. 2; vgl. über dieses Gebiet später v. Camerlander ebendas. XXXVII. 1887. 117).

Naumann suchte diese Ansichten namentlich für den sächsischen Granulit zu widerlegen (Jahrb. geol. R.-Anstalt VII. 1856. 766). Die allgemeine Architektur des sächsischen Granulits und die Lagerungsverhältnisse der ihn umgebenden Schiefer, welche übrigens ursprünglich nicht krystallinisch, sondern sedimentär waren, widersprechen nach seiner Meinung der Annahme einer gleichzeitigen Entstehung. Die grossartigen Aufrichtungen der Schichten, die Verwerfungen im Streichen derselben, die gewaltsamen Eintreibungen seiner Masse in das Schiefergebirge, die Zertrümmerung und Zerreissung desselben, der Metamorphismus endlich sowohl der angrenzenden, als der losgerissenen Schieferpartieen, seien hier Einwirkungen, wie sie nur ein eruptives Gestein im Gefolge haben kann. An der südlichen Granulitgrenze im

Zschopauthal z. B. hatte er schon 1832 beobachtet, dass Granulit und Glimmerschiefer in höchst abweichender Lagerung aneinander grenzen, indem der Granulit 50° nach S., der Glimmerschiefer 70° nach NO. einfällt (Karsten's Archiv V. 397).

Stelzner trat darauf (N. Jahrb. f. Min. 1871. 244, vgl. auch 1873. 911) angesichts der so häufigen Wechsellagerung von normalem und Pyroxen-Granulit für den metamorphischen Charakter der Formation ein, weil »die Annahme, dass ein eruptives Magma bei seiner Verfestigung in tausendfacher Wiederholung sich in scharf begrenzte und dennoch chemisch und mineralogisch ganz differente Gesteine gegliedert habe, wohl Niemand verständlich und räthlich erscheinen dürfte«. Naumann wies dann von seinem Standpunkt aus auf einigermassen analoge Verhältnisse bei unzweifelhaft eruptiven Gesteinen hin, und beschrieb zuletzt ein Vorkommniss von Auerswalde n. von Chemnitz, in welchem er einen den Glimmerschiefer durchsetzenden Gang von Granulit zu erblicken glaubte, sowie vom Granulit umhüllte scharfkantige Bruchstücke von Glimmerschiefer zu Gunsten seiner Ansicht (ebendas. 1872. 911).

Die Arbeiten der sächsischen geologischen Landesuntersuchung haben nun ergeben, dass die dortige Granulitformation nur eine besondere Facies der archäischen Schichtengruppe, und zwar der oberen Stufe der erzgebirgischen Gneissformation bildet. Sie stellt im Grossen und Ganzen ein auf seinem Scheitel durch Denudation bis auf die Kernschichten abradirtes kuppelförmiges Gewölbe dar, einen langgezogenen Sattel, dessen Längsaxe in der Richtung SW. nach NO. fällt, der also dem erzgebirgischen System angehört. Am äusseren Rande des dadurch bedingten elliptischen Umrisses lagern daher die für den oberen Horizont des granulitischen Systems charakteristischen Augengranulite, Bronzitserpentine und Flasergabbros in Form eines ebenfalls elliptischen Kranzes, indem sie überall nach aussen zu einfallen, um dann rings durch einen weiteren Kranz von Gneissglimmerschiefer und Glimmerschiefer überlagert zu werden. Trotz aller localen Abweichungen ist die Schichtenstellung dieser granulitischen Complexe und ihrer Einlagerungen eine ausgesprochen antiklinale; vielorts sind gerade die obersten Granulitschichten auf das vielfältigste gebogen, geknickt, zerbrochen und verschoben. Während in der südwestlichen Hälfte des Gewölbes eine Zusammenstauchung der Schichten zu mehreren, der Hauptaxe des letzteren parallelen Falten stattgefunden hat, stellt sich weiter nach NO. zu im Inneren des Granulitgebiets eine rechtwinkelig auf jener Hauptfaltungsrichtung stehende steile Knickung ein. Derselben Ursache, wie die Hauptsattelwölbung und die ihr untergeordneten grösseren Faltungen verdanken jene kleinen Schichtenstörungen ihren Ursprung, flache oder enge, schön geschwungene Curven, sich enge aneinanderreihende, senkrecht stehende bis horizontal liegende Faltungen und Schlingen oder zickzackförmige Knickungen; mit ihnen ging die Streckung und Ausquetschung einzelner Schichten oder Faltenflügel, sowie die Stauchung und minimale Fältelung anderer Hand in Hand. Die dickbauchigen Linsen der Cordieritgneisse und Biotitgneisse ordnen sich als zugehörige Einlagerungen in die allgemeine Tektonik der Granulitcomplexe ein (vgl. z. B. Credner, Das sächs. Granulitgebirge 1884). Dabei konnten die von Naumann angegebenen und nach ihm für den eruptiven Charakter des Granulits entscheidenden Thatsachen entweder nicht nachgewiesen werden, oder müssten einer ganz anderen Deutung unterliegen. — Mit dem Nachweis aller dieser Verhältnisse fällt die ältere Hypothese Naumann's von einer pyrogeneruptiven Granulitmasse, auf welcher losgerissene Schieferschollen umherschwimmen und dabei ebenso wie die noch am einen Ende mit dem Schieferring im Zusammenhang gebliebenen metamorphosirt werden, von einem plutonischen Contactmetamorphismus, welcher die benachbarten Thonschiefer in Gneisse und Garbenschiefer umwandelte, von einem Kraterwall, welcher als Rest eines enormen Erhebungskraters

das Granulitgebiet umgürtet, endlich von keil- und gangartigen Injectionen des Granulits in das Nebengestein.

Lehmann hält dafür, dass der Granulit ehemals ein in grosser Tiefe erstarrtes granitisches Gestein gewesen sei, welches in Folge der Gebirgserhebung in echte alte Sedimente hineingepresst wurde; die lang andauernden Pressungen führten zu einer schieferigen und »anscheinend geschichteten« Structur des Complexes, zu einer Aufrichtung und Metamorphosirung der Sedimente um die Granulitkuppel. Die unzähligen Faltungen, welche weder an einem flüssigen Magma, noch an einem durchaus spröden Gestein denkbar seien, beweisen nach Lehmann, dass der unter grosser Belastung stehende Granulit sich dem Druck gegenüber plastisch erwiesen habe, in welchem Zustande seine Einpressung in die Sedimente begreiflich werde. Die Gesteinsstreckung wurde begleitet von einer stofflichen Metamorphose, auf welche auch der scheinbare Wechsel von glimmerarmen und glimmerreichen Lagen zurückzuführen sei, in denen der Biotit grossentheils ein Umwandlungsproduct darstelle. Die Ansicht Naumann's von der eruptiven Natur des Granulits blieb also im Grunde genommen zu Recht bestehen, wenn sie auch eine völlig modificirte Gestalt erhielt. Weiteres muss in seinem Werke »Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine« Bonn 1884 nachgesehen werden. — Darauf hat sich, vom Standpunkt Lehmann's aus, noch E. Danzig mit diesen Fragen beschäftigt, welcher auch für die eruptive Natur des lichten Granulits eintritt, indem er nachweislich Einschlüsse (z. B. von muscovitreichem Schiefer) enthalte und Gänge in das Nebengestein entsende; die Pyroxengranulite seien »nicht den übrigen Varietäten des Granulits gleichwerthig, sondern stellen wahrscheinlich durch das Granulitmagma umgewandelte Einschlüsse dar« (letzterer Auffassung widerspricht indessen ihr Auftreten ganz und gar); vgl. Mittheil. aus d. miner. Instit. d. Univ. Kiel I. 1888). 33.

Granulite Sachsens:

v. Cotta u. Naumann, Geognostische Beschreib. d. Kgrchs. Sachsen. Heft I. 1—49; Heft II. 1—57. Vgl. auch Karsten's Archiv V. 1833. 277. — Naumann im Jahrb. geol. R.-Anst. VII. 1856. 766.

H. Credner, Das sächsische Granulitgebirge u. seine Umgebung, Leipzig 1884. — Geolog. Führer durch d. sächs. Granulitgebirge, Leipzig 1880. — Vgl. auch die Sectionen (Erläuterungen) der geolog. Specialkarte des Kgrchs. Sachsen: Colditz, Leisnig, Döbeln, Frohburg, Rochlitz, Geringswalde, Waldheim, Langenleuba, Penig, Mittweida, Frankenberg-Hainichen, Glauchau, Hohenstein, Chemnitz, Schellenberg-Flöha, Lichtenstein, Stollberg-Lugau.

Zirkel, Gr. von Rosswein, Poggend. Ann. CXXII. 1864. 625.

Scheerer, Analysen von Gr., Festschrift zur 100jähr. Jubelfeier d. k. s. Bergakademie zu Freiberg 1866; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1873. 673.

Stelzner, Über Granulit und Pyroxengranulit, N. Jahrb. f. Min. 1871. 244.

v. Lasaulx, Gr. von Etzdorf, N. Jahrb. f. Min. 1872. 828.

Zirkel, Mikroskop. Beschaffenh. d. Mineralien u. Gesteine, Leipzig 1873. 466.

Dathe, Über sog. Diallaggranulit (Pyroxengr.), Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 274.

Lehmann, Allgemeines über Gr., Z. geol. Ges. XXX. 1878. 547.

Dathe, Mikroklin im Gr., N. Jahrb. f. Min. 1879. 388.

Lehmann, Structur d. Augengranulite, Sitzgsber. niederrh. Ges. zu Bonn 1880. 132.

Kalkowsky, Hercynit im sächs. Gr., Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 539.

Lehmann, Faltung in den Gr.en, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1881. 189.

Lehmann Rutil u. Titaneisen in den Gr.en, ebendas. 1881. 79.

v. Lasaulx, Rinden um Granat, ebendas. 1882. 125.
Thürach, Zirkon im Gr., Verh. physik.-medic. Gesellsch. zu Würzburg, N. F. XVIII. 1884. 16.
Merian, Pyroxengr. und Hypersthen darin, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. III. 1885. 307.
Lehmann, Untersuchungen über d. Entstehung d. altkrystallin. Schiefergesteine, Bonn 1884; namentlich S. 212 ff.

Anderweitige Granulite:

Jokély, Gr. des Egergebietes (Klösterle, Kaaden), Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 546.
Dathe, ebendar., Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 25.
Gümbel, Geogn. Beschreib. d. ostbayer. Grenzgebirges 1868. 335. — Correspondenzbl. des zoolog.-mineral. Ver. v. Regensburg 1853. 157.
Dathe, Gr. des ostbayerischen Waldgebirges, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 12.
v. Hochstetter, Gr. der Gegend von Budweis, Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 1.
Lehmann, ebendar., Entsteh. d. altkrystallin. Schiefergesteine 1884. 239.
v. Camerlander, Gr. von Prachatitz, Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 140.
Czjzek, Gr. von Gloggnitz u. a. O. Niederösterreichs, Jahrb. geol. R.-Anst. IV. 1853. 268.
Becke, Gr. des niederösterreich. Waldviertels, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 223.
Peters, Gr. des oberösterreich. Mühlviertels, Jahrb. geol. R.-Anst. IV. 1853. 236.
J. Roth, Gr. von Ober-Weistritz, Niederschlesien, Erläuter. zur geogn. Karte von Niederschlesien 1867. 105.
Kalkowsky, ebendar., Die Gneissformation des Eulengebirges, Leipzig 1878. 30.
Dathe, ebendar., Abhandl. pr. geol. L.-Anst. Neue Folge, Heft 13. 1892. 20.
Oborny, Gr. von Namiest, Mähren, Verh. naturf. Vereins zu Brünn V. 1867. 19.
J. Ploner, Gr. aus dem Pescarabach, Tirol, Min. u. petrogr. Mitth. XII. 1892. 313.
Th. Hiortdahl und Irgens, Gr. vom Gulfjeld, Norwegen, Geologiske undersögelser i Bergens omegn. Programm d. Universität Christiania. 1862. II. 23; Bull. soc. géol. (2) XXII. 1865. 532.
H. Reusch, Gr. von Telleviken, Die Fossilien führenden krystallinischen Schiefer von Bergen, übersetzt von Baldauf. Leipzig 1883. 20.
Kjerulf u. Reusch, Hornblendegr. v. Meraker u. a. O. in Norwegen, Norske Vidensk. Selskabs skrifter 1882. 90. 135.
M. Jernström, Gr. von finnisch Lappmarken, Material till finska Lappmarkens Geologie 1874.
Dathe, ebendar., Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 35.
Stelzner, Gr. von der Halbinsel Kola, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 104.
Kuhlberg, Gr. von Åhlön, Pargas, Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands (1) IV. 1867. 135.
v. Miklucho-Maclay, Gr. von Transbaikalien, N. Jahrb. f. Min. 1885. II. 150.
v. Lasaulx, Gr. von Gross-Batanga, Westafrika, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1885. 290.
Rosiwal, Gr. vom Unterlauf des Pangani, Ostafrika, Denkschrift. Wien. Akad. LVIII. 1891. 470; vgl. auch 474.
Hatch, Pyroxengr. von Antanarivo, Madagaskar, Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 344.

Hälleflinta.

Unter der dem Schwedischen entlehnten Bezeichnung Hälleflinta (wörtlich Felsenfeuerstein) versteht man zu den krystallinischen Schiefern gehörige, ganz dichte und anscheinend homogene Gesteine von felsitischem Habitus, welche u. d. M. vorwiegend aus Quarz und Feldspath (z. Th. nebst etwas glimmeriger Substanz) bestehen und der Hauptsache nach als ein aphanitischer Gneiss, dessen Gemengtheile zu äusserster Kleinheit herabgesunken sind, betrachtet werden.

Die Hälleflinta hat feuersteinähnlichen, splitterigen bis muscheligen und im Kleinen unebenen Bruch und ist v. d. L. in dünnen Splittern schmelzbar; die Farben sind wechselnd, graulich, grünlich, gelblich, auch röthlich und dunkelbraun bis schwarz. Die harten und schwer zersprengbaren Gesteine zeigen bisweilen eine dickschieferige Structur, indem verschieden gefärbte Lagen mit einander wechseln, so dass auf dem Querbruch eine bandartige Streifung erscheint. Diese gebänderten Hälleflinten besitzen auch stets eine deutliche Schichtung. Nur selten wird die Hälleflinta makroskopisch feinkörnig. Dagegen treten bisweilen grössere Individuen von Quarz, Feldspath, Glimmer aus der dichten Masse hervor; diese porphyrartige Hälleflinta, welche ab und zu im Handstück eine täuschende Ähnlichkeit mit eruptivem Quarzporphyr, namentlich dem sog. Hornsteinporphyr besitzt, ist in der Regel einfarbig braun, grau oder grünlich, bald durch Wechsel dieser Farben unregelmässig fleckig, es pflegt ihr aber jene Bänderung zu fehlen; sie zeigt nur selten eine Andeutung von Schichtung, hin und wieder eine gewisse Schieferung, wobei die am meisten schieferigen Varietäten die am wenigsten porphyrartigen sind; die Schieferungsflächen sind wohl mit dünnen Häutchen eines sericitähnlichen oder chloritischen grünlichweissen Minerals bedeckt. — Während manchmal vermeintliche Quarzporphyre sich später als Hälleflinta ergeben haben, stellt umgekehrt E. Svedmark bisher als Hälleflinta bezeichnete Gesteine der Umgegend von Vaksala, welche in inniger Beziehung zum Granit zu stehen scheinen, zum Felsitporphyr (Stockh. geol. Fören. Förh. X. 1888. 25).

Es lässt sich nicht leugnen, dass äusserlich zwischen der gewöhnlichen, ganz dichten Hf. und der Adinole, sowie zwischen der porphyrartigen Hf. und den Porphyroid genannten Massen eine grosse Ähnlichkeit besteht. Bei der Benennung wird zweckmässig daran festgehalten, nur die geologisch dem Gneiss aequivalenten Massen als Hälleflinta zu bezeichnen, während dann Adinole und Porphyroid als Einlagerungen in den Schichten der Sedimentformationen erscheinen. Die Hf. bildet auch Übergänge in den Gneiss, mit dem sie wechsellagert. Bisweilen lassen nur die Lagerungsverhältnisse, wo sie richtig zu deuten sind, eine Unterscheidung zwischen porphyrartiger Hf. und eruptivem Quarzporphyr oder Felsitporphyr zu; erstere führt in grösseren Krystallen keine Glaseinschlüsse.

Unter den mikroskopischen Gemengtheilen der Hälleflintamasse spielen jedenfalls Quarze und Feldspathe (Orthoklas und Plagioklas) die Hauptrolle;

dazu gesellen sich mitunter nicht reichliche Glimmerblättchen, anderswo in wechselnder Betheiligung Chlorit, Hornblende, Magnetit, Eisenglanz, Eisenkies; Törnebohm beobachtete auch Turmalin und Epidot, Kloos ebenfalls Turmalin in einer Hälleflinta hinter der Trinkhalle in Baden-Baden; Bergt Rutil, Titanit, Zirkon in solchen Columbiens.

Von den schwedischen Hälleflinten sind sehr zahlreiche Analysen ausgeführt worden; Santesson stellte (Sveriges geologiska undersökning; kemiska bergartsanalyser I; Stockh. 1877) nicht weniger als 57 derselben zusammen.

I. Örebrolän, s. von Flackensjö, Hjulsjösocken; hellroth, fast vollkommen dicht, hier und da ein wasserhelles Quarzkorn. Santesson.
II. Örebrolän, zwischen Södra Ekeberget und Löffallet; dunkelgrau ins Röthliche, mit ausgeschiedenem bläulichweissem Quarz, rothem Feldspath (vorwiegend Orthoklas), hier und da schwarzen Glimmeraggregaten. Santesson.
III. Upsala, n.w. von Öfverby, Bondkirkasocken; Hälleflinta. Stolpe; spec. Gew. = 2,72.
IV. Upsala, Salabacke, s.w. von Waksala-Kirche; porphyrartige Hf. mit grünem Feldspath (Oligoklas) in feinkörniger dunkler Grundmasse. Stolpe; spec. Gew. = 2,76.
V. Upsala, n.ö. von Uggelbol, Tenstasocken; Hf. aus Gneiss. Th. Pettersson.
VI. Stampersbacken bei Sala in Westmanland; dichte, grüngelbe, wachsglänzende Hf., hier und da ein Korn von Eisenkies. Gumaelius; spec. Gew. = 2,75.
VII. Märrgölen bei Sala; grüne, dichte Hf., Gumaelius; spec. Gew. = 2,72.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	83,27	75,24	74,72	65,09	73,52	78,02	62,55
Thonerde.	8,19	12,58	11,93	13,30	11,33	14,36	20,23
Eisenoxyd	1,41	0,84	—	4,27	3,54	0,70	0,38
Eisenoxydul . . .	1,56	1,72	1,74	3,72	1,92	0,26	0,50
Manganoxydul . .	—	Spur	0,20	0,48	—	—	—
Kalk.	0,45	1,22	1,31	5,50	0,62	0,34	8,53
Magnesia.	0,32	0,42	0,46	2,62	1,42	1,46	2,09
Kali	2,35	1,70	8,12	1,81	6,80	2,04	2,35
Natron.	0,62	4,84	0,65	1,27	1,00	1,41	2,70
Wasser	0,93	0,81	1,09	1,38	1,42	0,40	0,55
	99,10	99,37	100,22	99,44	101,57	98,99	99,88

Das chemische Bild dieser schwedischen Hälleflinten ist von dem der Gneisse nicht sehr entfernt. Der Gehalt an SiO_2 steht meist über 70, steigt wohl auf über 80 und sinkt bisweilen unter 60%. Ebenso ist die Menge von Al_2O_3 sehr wechselnd; sie beträgt gewöhnlich 10—15%, erhebt sich bis 20% und darüber, sinkt auch unter 8. Auch in der Menge und dem Verhältniss der Alkalien herrscht grosse Verschiedenheit. In I und IV findet sich ein sehr geringer und in Summe fast übereinstimmender Alkaligehalt, trotzdem beide Gesteine eine SiO_2-Differenz von über 18% ergeben. Reicher an K_2O als an Na_2O sind z. B. III und V, während eine Hf. südl. von Flackensjö, Hjulsjösocken, 6,55% Na_2O auf 0,12 K_2O (Santesson), die von Bäckesocken im Elfsborgslän gar 10,86 Na_2O auf nur 0,63 K_2O (Pettersson) enthielt. Solche Massen stehen chemisch den Adinolen nahe und enthalten wohl vorwiegend albitartigen Feldspath. Die Menge der

Eisenoxyde ist gering, sie steigt in rother Hf. von Upsala auf ca. 8%. — Das spec. Gew., durchschnittlich 2,7—2,75 bei mittlerem SiO_2-Gehalt, ist höher als es einem Gemenge von Quarz mit Orthoklas entspricht.

Im Gneissgebiet Schwedens bildet die Hälleflinta Einlagerungen von oft bedeutender Mächtigkeit; sie wird wohl auch von Glimmerschiefer begrenzt und wechsellagert ferner mit den Kalken dieser Urschiefer. In der Umgegend von Dannemora und Upsala in Upland, von Sala, Hällefors und Saxån in Westmanland, von Säther in Dalarne, von Persberg in Wermland ist die Hf. den sehr alten Gneissen eingelagert. In den westl. Theilen von Dalekarlien, Herjeådalen und Jemtland, im n.ö. Theil der Provinz Dalsland ist namentlich die porphyrartige Abart weit verbreitet. Auf der Insel Utöen liegt ein Hälleflintalager von ⅛ Meile Mächtigkeit zwischen Gneiss und Glimmerschiefer und umschliesst selbst Einlagerungen von körnigem Kalkstein. Hörbye fand Hf. in den Gebirgen nördl. vom Fämundssee nach der norwegischen Grenze zu. Übrigens ist auch zufolge Törnebohm in Schweden eine Anzahl wirklicher Felsitporphyre zu den Hälleflinten gerechnet worden (N. Jahrb. f. Min. 1874. 131). Über die geologische Rolle einzelner Vorkommnisse bestehen hier noch manche Meinungsverschiedenheiten, wie denn z. B. die sog. Hf. um Kirunavara von Fredholm als Sedimentärbildung, von Törnebohm als eruptiver Quarzporphyr, resp. Porphyrit betrachtet wird.

Der schwedischen Hälleflinta mehr oder weniger ähnliche Gesteine finden sich auch weiterhin, z. B. in Phylliten Tirols. Im ostbayerischen Grenzgebirge rechnet Gümbel hierher den sog. Pfahlschiefer; der homogen aussehende und feinkrystallinische, schmutzig gelbliche Pfahlschiefer von Viechtach enthält u. a. 72,75 SiO_2, 11,89 Al_2O_3, 0,84 CaO, 6,89 K_2O, 2,04 Na_2O; bisweilen wird dieser Pfahlschiefer lichtgrünlich und lässt etwas Glimmer erkennen, oder er zeigt in seiner dichten Hauptmasse porphyrartig Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Glimmerstreifen, wodurch er in den sog. Pfahlgneiss verläuft. — In Schlesien fand Dathe im Biotitgneiss am Ostabfall des Eulengebirges (zwischen Steingrund und Tiefengrund, zwischen Kalkgrund und Steingrund, am Katzenkamm s. von Neubielau, an der NO.-Seite der Zeisigkoppe) 12 Lager eines grauweissen dichten bis feinkörnigen hälleflintaartigen Gesteins eingeschaltet. Die Hauptmasse ist ein sehr feines Aggregat von Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Kaliglimmer (mit Apatit, Rutil, Chlorit, Eisenkies), aus welchem mikroporphyrisch grössere Körnchen von Feldspath und Quarz hervortreten. Eine Analyse ergab u. a. 71,43 SiO_2, 13,82 Al_2O_3, 1,41 CaO, 4,95 K_2O, 4,17 Na_2O; spec. Gew. = 2,606 (Hampe). — An dem die Grenze zwischen Galizien und der Bukowina bildenden Perkalab-Bache im Quellgebiet des Czeremosz finden sich nach Zuber mächtige Einschaltungen von Hf. im Glimmerschiefer, welche dort grosse phantastische Felsen und Klippen bilden; das undeutlich geschichtete und kaum schieferige, ungemein feste und harte grünlichgraue Gestein scheint u. d. M. und nach der Analyse (76,6 SiO_2, 10,85 Al_2O_3, 0,95 Fe_2O_3, 0,32 CaO, 9,56 K_2O, nur 0,48 Na_2O, 0,61 H_2O) blos aus Orthoklas und Quarz zu bestehen, denen nur seltene Glimmerblättchen zugemengt sind; das Gestein geht in Gneiss über. — Die von Helmhacker in der Umgegend von Přibislav im östl. Böhmen als Einlagerung im Biotitgneiss erwähnte Hälleflinta (Min. Mitth. 1876. 36) gehört wohl nicht hierher, da die angeblich »genau mit der skandinavischen übereinstimmende« Masse blos aus Orthoklas, ohne Quarz bestehen soll; eine Analyse fehlt.

In den Hälleflinten der Sierra Nevada de Sta. Marta (Columbien) findet nach der Beschreibung von Bergt ein zahniges und buchtiges Eingreifen und »Einfressen« der Grundmasse-Elemente in die Feldspathe, auch in die Quarze so statt, dass ein ursprünglich einheitlicher Krystall in mehrere, noch lose zusammenhängende oder

völlig getrennte Stücke zerfällt, und von dem porphyrischen Individuum nur fetzenartige Reste übrig sind; wohlbegrenzte Krystalle gehen in Gebilde über, die durch das Körneraggregat der Grundmasse theilweise oder fast ganz »aufgezehrt« sind.

Svanberg u. Erdmann, Hällefl. Schwedens, Vetenskaps-Akademiens Handlingar 1850. 9.
Erdmann, Vägledning til bergarternas kännedom. Stockholm 1855. 129.
Erdmann, Utö Jernmalmsfält 1856. 8.
Erdmann, Belysning af den geologiska kartan öfver Fyris-åns Dalbäcken 1857.
Hörbye, Nyt magazin for naturvidensk. VIII. 1855. 428.
Törnebohm, schwedische Hf., N. Jahrb. f. Min. 1874. 140.
Gümbel, Geogn. Beschr. d. ostbayer. Grenzgebirges. Gotha 1868. 214. 219.
Kloos, Hf. (früher sog. Hornfels) von der Trinkhalle bei Baden-Baden, Ver. f. Naturw. zu Braunschweig, V. Jahresber. f. 1886/87. 39.
Dathe, Hf. vom Eulengebirge, Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1885. LXX.
Zuber, Hf. aus dem Quellgebiet des Czeremosz, Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 196
Bergt, Hf. aus Columbien, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 368.

Grünschiefer.

Unter dem alten Namen Grünschiefer fasst Kalkowsky (Lithologie 216) äusserst feinkörnige oder dichte, nur mikroskopisch auflösbare Gesteine der archäischen Formationsreihe von grüner, graugrüner bis dunkelschwärzlichgrüner Farbe zusammen, welche »im Wesentlichen und Allgemeinen aus einem Gemisch von Quarz und Feldspathen in wechselnden Quantitäten einerseits, und Hornblende, Epidot, Chlorit in wechselnden Mengen andererseits bestehen«, und welche sowohl von den glimmerreichen, durch Chlorit gefärbten »Grünen Schiefern« als auch von schieferigen Gesteinen der Diabasgruppe, Diabastuffen u. s. w. zu unterscheiden seien.

Nun ist allerdings Grünschiefer oder Grüner Schiefer ein recht vager Name, unter welchem abwechselnd sehr Verschiedenes zusammengefasst wurde: ein Theil derselben besteht vorwiegend aus Hornblende und namentlich wurden auch dichte Epidot-Hornblendeschiefer so genannt; andere gehören zu den Chloritschiefern, wieder andere zu den Hornblende-Epidotschiefern; noch andere werden vorwiegend aus grasgrünem Biotit gebildet, wie solche »Grüne Schiefer« Becke aus der Gegend ö. von Saloniki beschreibt (Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 261).

Was nun die Begriffsbestimmung von Grünschiefer im Sinne von Kalkowsky anbetrifft, so fügt er hinzu, dass die Hornblende in diesen Grünschiefern nicht wie so oft in den Amphiboliten Körner, sondern stets dünne und lange Säulchen oder Nadeln bildet und nie von brauner Farbe ist. Wenn auch diese Momente, weil Ähnliches gleichfalls bei Amphiboliten vorkommt, wohl nur weniger Bedeutung besitzen, so ist doch andererseits der Gehalt an Feldspath und Quarz

in gewissen grün gefärbten Schiefern so constant und erheblich, dass sie nicht füglich zu Amphiboliten, Epidotschiefern oder Chloritschiefern gezählt werden können. Indem darauf das Schwergewicht gelegt wird, mag für solche Gesteine, welche man ebenfalls nicht etwa den Hornblendegneissen zurechnen wird, auch hier der Name Grünschiefer adoptirt werden.

Meist frischer Feldspath und Quarz, manchmal in ihrem Gemenge nur schwer von einander zu unterscheiden und mosaikartig verbunden, bilden oft gleichsam eine Art Grundteig in dem Gestein, und nur in selteneren Fällen geschieht es, dass ihre Individuen als grössere xenomorphe Körner mikroporphyrisch hervortreten, oder dass diese beiden farblosen Mineralien von den farbigen Gemengtheilen in mikroskopisch einander durchflechtenden Lagen gesondert sind. Der Feldspath, bald mehr Orthoklas, bald mehr Plagioklas, pflegt über den Quarz das Übergewicht zu besitzen. Beide enthalten alle übrigen Gemengtheile, namentlich feine Partikel von Hornblende und Epidot eingeschlossen. An Rutileinschlüssen reiche, $\frac{1}{2}$—1 mm grosse Quarze treten porphyrisch im Grünschiefer ö. von Berbisdorf in Niederschlesien auf.

Die hellgrüne oder sehr lichte, oft in hohem Grade strahlsteinähnliche Hornblende bildet die erwähnten dünnen und langen, oft zerfaserten, auch in der Prismenzone nur schlecht auskrystallisirten Säulchen oder büschelförmig gruppirte Aggregate derselben. Neben grünlichen Farben kommen noch bläulichgrüne, ja so intensiv blaue und in ihrem Pleochroismus mit dem Glaukophan übereinstimmende vor, dass die Zugehörigkeit zu letzterem nicht unwahrscheinlich ist. — Der Epidot ist stellenweise reichlich und wohl theils mit den anderen Mineralien gleichwerthig, theils aus Hornblende und Chlorit secundär. Dasselbe gilt vom Chlorit, welcher bald tiefgrüne unregelmässige, primär aussehende Blättchen, bald mehr wie secundär erscheinende Aggregate darstellt. Salit oder lichter Augit scheint meist keine besondere Rolle zu spielen; E. Geinitz erwähnt seine Gegenwart in den Grünschiefern des Muldenthals zwischen Aue und Schloss Stein. Dagegen findet sich mehrfach in makroskopisch wahrnehmbaren und porphyrähnlich hervortretenden irregulären Körnern, seltener in Krystallen ein schwarzer Augit, im Schliff lichtbräunlich und diabasisch (z. B. Abhang der Hölle w. von Ludwigsdorf in Niederschlesien 10 mm lang, 3—4 mm dick; Thal der Seife bei Kauffungen an der Katzbach; Peterwardeiner Schlossberg); in schlesischen Grünschiefern hält er wohl sog. Glaukophan eingeschlossen. An der Grundmasse pflegt sich auch dann Augit nicht zu betheiligen. Aus diesem Augit entsteht unter gleichzeitiger Zerstückelung Viridit und Epidot und bisweilen geht dieser Zersetzung eine Uralitisirung voraus. — Kalkspath bildet besonders gern kleine längliche Partieen, auch grössere Individuen, welche andere Gemengtheile als Einschlüsse enthalten. Scharfe Braunspathrhomboëder sind oft in Eisenoxydhydrat verwandelt oder lassen Hohlräume zurück. Die Gegenwart des Apatits ist sehr wechselnd. Rutil tritt namentlich reichlich in den viel anscheinend primären Chlorit enthaltenden Grünschiefern auf; die Stränge winziger Rutilmikrolithen verfolgen durch das ganze Präparat dieselbe Richtung, durch-

setzen auch die etwa porphyrisch hervortretenden Quarze und Feldspathe und erscheinen innerhalb dieser in seltsamen Krümmungen und Stauchungen. — Das Erz ist bald Magnetit (oft in scharfen Oktaëdern), bald Eisenoxyd in Körnern oder Eisenglanz in Täfelchen, bald Titaneisen, wobei nach Kalkowsky diese drei sich stets gegenseitig auszuschliessen scheinen. Das Titaneisen bildet auch grössere Individuen (z. B. bei Kauffungen an der Katzbach 1—2 mm), welche mehr oder weniger in das weissliche Zersetzungsproduct verändert sind. Sehr verbreitet sind feinkörnige, parallel der Schieferung langgezogene Titanitaggregate. Turmalin ist nur ganz ausnahmsweise zugegen. Bemerkung verdient im Gegensatz zu zahlreichen Amphiboliten das völlige Fehlen des Granats.

Die Grünschiefer besitzen wohl ihre Hauptverbreitung in der Phyllitformation, wenn sie auch einerseits in tieferen Horizonten auftreten, andererseits in das Cambrium hinaufgehen. Stellenweise bilden ihre Lager mächtige Schichtencomplexe und Kalkowsky berichtet, dass dann wohl deren mittlere Partieen ein viel gröberes Korn besitzen und echte Amphibolite darstellen. Übergänge in Phyllite sind keineswegs selten.

Nach dem Vorwalten des einen oder anderen der dunkeln Gemengtheile lassen sich mit Kalkowsky, welcher aber dabei die primäre Natur derselben fordert, unterscheiden: a) Hornblendegrünschiefer, b) Epidotgrünschiefer, c) Chloritgrünschiefer, d) Grünschiefer, in denen Hornblende, Epidot und Chlorit in ungefähr gleicher Menge vorhanden sind, schlägt Kalkowsky vor, als eigentliche Grünschiefer oder Prasinit, von *πράσινος* grün, zu bezeichnen.

Das in dem Vorstehenden zusammengefasste Gesteinsbild der Grünschiefer ist, wie man sieht, in den Hauptzügen seines mineralischen Charakters sehr ähnlich dem II. 647 angeführten, mit Schieferung versehenen Epidiabas, und es ist gewiss nicht unwahrscheinlich, dass Vorkommnisse der ersteren als ehemalige Diabase (oder diabasische Tuffe) erkannt werden, welche durch den Gebirgsdruck und seine Folgen zu dem jetzt vorliegenden Material in hohem Grade verändert wurden. Sowohl der Mineralbestand als die Structur des Schiefers erscheint dann im Grossen und Ganzen nicht als primär, sondern als das Resultat der a. a. O. und I. 615 ff. geschilderten Umwandlungsvorgänge, von denen nur die Endproducte vorhanden sind. Auch der Feldspath und Quarz müsste so grösstentheils als secundär gebildet gelten; die Hornblende liegt vielfach offenbar in dem sog. gewanderten Zustand vor. Ein bezeichnender Hinweis auf solche Abkunft wäre dann noch in dem oben hervorgehobenen Auftreten von schwarzem diabasischem Augit gegeben.

Typische Grünschiefer der geschilderten Art, mehr Orthoklas als Plagioklas führend, erscheinen in Niederschlesien in dem Gebirgszug n. vom Riesengebirge (Hukulge, Gegend von Berbisdorf, Kauffungen, Kammerwaldau); vgl. Kalkowsky, Min. Mitth. 1876. 86; G. Rose in Roth, Erläuter. z. geogn. Karte v. Niederschles. 1867. 42. — Auch der sog. Grünschiefer, welcher in Niederschlesien von Grunau bei Hirschberg bis Wiesenberg, w. von Hohenfriedberg, dem Gneiss und Hornblendeschiefer aufgelagert ist, gehört wohl hierher; das matte dichte Gestein besteht aus

Hornblende, Epidot, Chlorit, Magnetit, Eisenglanz, Plagioklas, Calcit (Gürich, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 696).

Das sog. Grünschiefersystem von Hainichen in Sachsen, welches sich n. von Hainichen in n.ö. Richtung durch die Thäler der grossen und kleinen Striegis zieht, ist auf diesem s.ö. Flügel der mittelgebirgischen Antiklinale ein Vertreter der im NW. der Granulitellipse entwickelten Phyllitformation. Der »Grünschiefer« Naumann's ist ein dickschieferiges, sehr feinkrystallines Gestein, welches wesentlich aus strahlsteinartiger Hornblende, Epidot und Plagioklas, nebst Calcit, Eisenglanz und Magnetit, zuweilen auch Quarz besteht. Der primäre Epidot ist entweder in Form gelblichgrüner Körnchen gleichmässig im Gestein vertheilt, oder er reichert sich in einzelnen Lagen dermassen an, dass dieselben eine zeisiggrüne Farbe erhalten, während die mit ihm wechselnden epidotärmeren amphibolreichen Lagen dunkelgrün gefärbt sind; so entstehen charakteristische gebänderte Epidot-Amphibolschiefer. — Ausserdem gehört noch zu diesem Schichtencomplex der zurücktretende Amphibol-Adinolschiefer (Naumann's Felsitschiefer, R. Credner's Hornschiefer), ein feinkörniges bis dichtes hornsteinähnliches, hellgraues bis grünlichgraues schieferiges Gestein, welches aus einem Wechsel dünner Lagen von dunkelgrünem Epidot-Amphibolschiefer und grünlichgrauem sog. Amphibol-Adinol besteht. Die letztere Masse ist ein mikroskopisch-krystallines Gemenge von Quarz und Plagioklas mit etwas Hornblende, Epidot und Magnetit und enthält 75,76 SiO_2, 11,28 Al_2O_3, 4,21 Fe_2O_3 und Mn_2O_3, 1,09 CaO, 0,55 MgO, 0,71 K_2O, 6,73 Na_2O, 0,53 H_2O (vgl. Naumann, Erläuter. z. geognost. Karte der Umgeg. v. Hainichen, 1871; Rud. Credner, Z. f. d. ges. Naturwiss. XLVII. 1876. 1; Rothpletz, Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 374; Erläuter. z. den Sectionen Waldheim (1879) und Frankenberg-Hainichen (1881); H. Credner, Das sächs. Granulitgebirge 1884. 56). In den Erläuter. zur Sect. Freiberg-Langhennersdorf (1887), bis wohin diese Gesteine sich erstrecken, bringen übrigens Sauer und Rothpletz nur die allgemein verbreitete Brecciënbildung, nicht auch den jetzigen structurellen und mineralischen Gesteinscharakter mit der Emporpressung des Frankenberg-Hainichener Zwischengebirges in Verbindung. — Die von E. Geinitz aus dem erzgebirgischen Muldethal zwischen Aue und Schloss Stein angeführten Grünschiefer scheinen sich durch ihren grösseren Reichthum an Quarz und Feldspath mehr dem eigentlichen Typus zu nähern; sie enthalten stellenweise relativ viel Apatit und Titaneisen (Miner. Mitth. 1876. 189).

Die früher als Serpentin aufgeführten Gesteine des Peterwardeiner Schlossberges an der Donau gehören zufolge Kišpatić ebenfalls zu den Grünschiefern und haben mit den von Kalkowsky beschriebenen aus Niederschlesien grosse Ähnlichkeit. In einem Theile derselben bildet Feldspath, grösstentheils Plagioklas, eine Art Grundmasse, in welcher Nadeln und Aggregate von Hornblende liegen, aus denen Chlorit, Epidot und Calcit sich entwickelt haben; ein anderer Theil, ebenfalls feldspathreich, zeigt makroskopisch leichte schwarze Flecken von grösserer Härte, welche sich u. d. M. als Aggregate parallel orientirter Augitkörner zu erkennen geben, die sich in fetzenartige Hornblende, weiterhin in Chlorit umwandeln; constant tritt weiss zersetztes Titaneisen auf (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXII. 1882. 409).

Aus den Alpen würde ein Theil der jüngeren sog. »Bündner Schiefer« nicht mit Unrecht hier seinen Platz finden; ferner z. B. das Vorkommniss von der Knappenwand im oberen tiroler Sulzbachthal mit den schönen Epidoten (und Albit) auf den Klüften.

Glimmerschiefer.

(Micaslate, Micaschiste, Schiste micacé.)

Der Glimmerschiefer ist ein schieferiges Gemenge von vorwiegend Glimmer und Quarz. Die relativen Quantitätsverhältnisse der beiden Gemengtheile schwanken sehr zwischen den beiden extremen Endgliedern, einem Quarzitschiefer und einem fast nur aus Glimmer bestehenden Schiefer.

Der Glimmer bildet entweder isolirte Schuppen und Blättchen oder zusammenhängende Membranen und ist in der Regel entweder Muscovit oder Biotit, so dass, ähnlich wie bei den Gneissen, helle Muscovitschiefer, dunkle Biotitschiefer und, wenn beide gleichzeitig vorhanden sind, zweiglimmerige Glimmerschiefer unterschieden werden können. Vielfach setzen sich die Glimmerflasern aus Muscovit und Biotit zusammen, die dann sehr innig mit einander durchflochten sind, doch pflegt in den Flasern bald der eine, bald der andere Glimmer vorzuwalten. Im Allgemeinen scheint der Muscovit eine grössere Rolle zu spielen als der Biotit. Bisweilen sitzen die Biotitblättchen lediglich innerhalb der Muscovitflasern, treten nicht eigentlich selbständig auf. Die dunkeln Glimmer lieben es mehr, einzelne Blättchen oder schuppige Aggregate zu bilden, als grössere Lamellen oder Membranen, welche letztere namentlich für den weissen Glimmer charakteristisch sind — ein Verhältniss, welches hier einigermassen umgekehrt liegt, wie bei den Gneissen. Ebenso häufig wie ein Muscovitschiefer durch Biotitlamellen dunkel gefleckt erscheint, ebenso selten ist das zerstreute Hervortreten einzelner Muscovitlamellen in einem Biotitschiefer. Der Muscovit kann u. d. M. Einschlüsse von Rutil, Eisenglanz, Titaneisen, Granat, Turmalin enthalten. Der bisweilen ins Grüne geneigte Biotit schliesst mitunter Zirkon mit pleochroitischem Hof ein; er bleicht durch Verwitterung und verhält sich dann ähnlich, wie der in den Gneissen. Andererseits erfolgt eine Zersetzung unter reichlicher Ausscheidung von Eisenoxydhydraten. Im Biotit eines vogesischen Glimmerschiefers beobachtete Cohen in ungewöhnlich grosser Zahl lichtgelbe tafelförmige, höchst lebhaft polarisirende Kryställchen von etwa 0,03 mm Kantenlänge (auch grösser), welche aus Titansäure bestehen und wohl nicht Anatas sondern Brookit sind. Oft umschliessen gerade die Aggregate der Glimmerblättchen ausser Quarzkörnchen die selteneren mikroskopischen Accessorien, wie Rutil, Apatit, Zirkon. In einigen erzgebirgischen Muscovitschiefern kommt ein grüner chloritischer Glimmer vor. — Eine vollkommene Abwesenheit von Muscovit in den Biotitschiefern scheint recht selten zu sein; Cross erwähnt einen solchen von St. Brieuc im Dép. Côtes-du-Nord, welcher nur aus stark vorwaltendem Biotit und viel Quarz besteht, u. d. M. noch mit rosenrothen Granaten, spärlichem Feldspath, Turmalin und schwarzem Erz; Groth beschreibt einen muscovitfreien Glimmerschiefer von Allemont im Dauphiné. — In einem Biotitschiefer von Kalianou auf Süd-Euboea beobachtete Becke Biotitblättchen zu scharfbegrenzten Aggregaten versammelt,

welche so deutlich die Formen von Querschnitten und Längsschnitten der Hornblende besitzen, dass sie offenbar Pseudomorphosen darnach sind; auch sonst werden mehrfach Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende erwähnt.

In einigen Glimmerschiefern, welche später besonders behandelt werden, ist der helle Glimmer Paragonit, der dem Kaliglimmer analog constituirte Natronglimmer. — Sandberger wies nach, dass das weisse Mineral, welches im smaragdführenden Glsch. des Habachthals in Salzburg in dünnen Lagen vorkommt, kein Talk, sondern (zweiaxiger) natronfreier Barytglimmer sei (mit 5,76 BaO; N. Jahrb. f. Miner. 1875. 625). In einem alpinen erratischen Glsch. aus der Rheinmoräne bei Engen fand er Lagen, die nur aus Schuppen von prächtig perlmutterglänzendem weissem Barytglimmer und smaragdgrünem Chromglimmer (Fuchsit) gebildet werden; schön hellgrüner Chromglimmer (mit eingewachsenen Zirkonkryställchen) betheiligt sich auch an den Quarzglimmerschiefern von Steinbach und Alzenau im Spessart (ebendas. 1879. 367). Lacroix erwähnt smaragdgrünen Fuchsitglimmerschiefer vom Kaveri-Fluss, ca. 40 Miles w. von Salem in der Präsidentschaft Madras. — Über Chloritoid und Ottrelith s. unter den accessorischen Gemengtheilen.

Der Quarz stellt sich in den quarzreicheren Glsch.n in Form von Körnern dar, welche in die parallelen Glimmerschuppen eingelagert sind; er erscheint auf diese Weise deutlich auf dem Querbruch des Gesteins, während er auf den Spaltungsflächen, welche durch die Glimmerlagen bestimmt sind, meistens gar nicht zu bemerken ist. Wenn die Menge des Quarzes zunimmt, so schwellen die Körner oder körnigen Aggregate wohl zu grösseren platten Linsen an, welche sich nicht selten der Breite nach zu dünnen parallelen Lagen ausdehnen, und diese Quarzlagen finden sich bisweilen mit Glimmerlamellen durchwachsen, welche eine abweichende Lage haben. Manchmal nehmen diese Quarzlinsen und Quarzlagen so an Zahl zu, dass sie nur durch dünne Membranen feinvertheilter Glimmerblättchen von einander getrennt erscheinen. In den quarzarmen und glimmerreichen Varietäten kommen oft die kleinen Quarzkörnchen, welche versteckt zwischen den Glimmerlamellen liegen, selbst auf dem Querbruch nicht deutlich zum makroskopischen Vorschein.

Die grösseren, eine Flaserung hervorrufenden platten Quarzlinsen sind bisweilen, ähnlich wie in den Gneissen, die Träger accessorischer Mineralien, von Feldspath, Andalusit, Turmalin, Hornblende, Chlorit. — Der Quarz enthält u. d. M. oft Flüssigkeitseinschlüsse, doch meist nicht sonderlich reichlich, auch wohl Glimmer, Rutil, Graphit, Zirkon, Turmalin. Manchmal wird beobachtet, dass die Reihen der Flüssigkeitseinschlüsse in den Quarzen mit unveränderter Richtung in die benachbarten Körner fortsetzen.

Die Structur des Glsch. ist mehr oder weniger vollkommen schieferig und zwar entweder dick- oder dünnschieferig. In den quarzarmen ist im Allgemeinen die Schieferung vollkommener ausgebildet als in den quarzreichen. Jene zum grössten Theil aus Glimmer bestehenden Schiefer zeigen eine deutlichere Schieferung, wenn die Glimmerschuppen zu zusammenhängenden Membranen

verwebt sind, minder vollkommen schieferig sind die schuppigen Glimmerschiefer, in welchen der Glimmer isolirte Schuppen und Blättchen bildet, die nicht immer wie jene Membranen eine untereinander parallele, sondern zum Theil ordnungslose Lage besitzen. In den sehr muscovitreichen zweiglimmerigen Schiefern ist bisweilen der spärliche Biotit quer gegen die Schieferung gestellt. Die Glsch., welche grössere Quarzausscheidungen enthalten, sind oft sehr undeutlich oder verworren schieferig, indem die häutig ausgedehnten Glimmermembranen sich wellenförmig um die Quarzlinsen und Schmitzen herumwinden oder gestaucht, geknickt und gebogen erscheinen; tritt dabei der Quarz in Form von Wülsten auf, so werden sie Wulstglimmerschiefer genannt. Häufig mag es sich hier um eine Zerreissung des Gesteins in der Richtung der Schieferung gehandelt haben, wobei dann die verschieden weit vorspringenden Schieferlagen hin und her gerichtete Fugen veranlassten, in denen sich der Quarz ansiedelte.

Im zweiglimmerigen Schiefer von Tschifu, im n.ö. Theile der Provinz Schantung in China, bildet der Muscovit Augen von ca. 5 mm Durchmesser, welche an der durch Eisenoxydhydratlösung etwas bräunlich gefärbten Peripherie aus ganz kleinen, im Centrum aus grösseren Muscovitblättchen zusammengesetzt sind; letztere sind bis auf einen schmalen Rand vollgepfropft mit röthlichen kleinen Körnchen, wahrscheinlich Zoisit. Biotit füllt in diesen Augen nur ganz spärlich Zwischenräume zwischen den Muscoviten aus. Im Glsch. von Lai-schau ist die Augenbildung angedeutet durch locales Fehlen des Biotits, die dadurch hervorgebrachten hellen Stellen sind dann ein Gemenge blos von Quarz, Muscovitschuppen, Granat. Im sillimanitreichen Glsch. von Ai-schan-tang wird Augenbildung hervorgerufen durch Zusammentreten kleiner Quarzkörner und Biotitschuppen mit Granat und Plagioklas, wobei grössere Biotitlamellen diese völlig sillimanitfreien Partieen flaserig umhüllen (Schwerdt, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 206. 209).

Vorgänge rein mechanischen Charakters scheinen an diesen beiden Hauptgemengtheilen selten oder wenigstens nur spärlich beobachtet zu sein. Küch fand in Glsch.n aus dem Kuilu-Gebiet um die grösseren Quarze, allseitig herumlaufend oder nur theilweise an beiden Enden des Korns vorhanden, eine im Maximum ca. 0,25 mm breite Zone eines aus kleinsten Körnchen und Schüppchen bestehenden Materials, »dem man im hohen Grade versucht ist, klastische Natur zuzuschreiben«, während das ohne Übergang darum liegende Quarz-Glimmergemenge verhältnissmässig sehr grobkörnig ist (Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 99). — Bei Gneissglimmerschiefern aus der japanischen Takanuki Series durchziehen in Schliffen parallel zur Schieferigkeit Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure kettengleich verschiedene Quarzkörner, während Präparate senkrecht auf die Schieferung dieses Durchgehen nicht zeigen, sondern nur ein Beschränktsein der Flüssigkeitseinschluss-Züge auf einzelne Quarzkörner; Kotō schliesst daraus, dass das Gestein einem Druck unterworfen war parallel der Schieferung, aber nicht rechtwinkelig darauf.

Die Farbe des Glimmerschiefers, hauptsächlich durch den Glimmer bedingt,

ist meist hell, grau, zumal grünlichgrau und gelblichgrau, mitunter gelbgrün und es fehlen auch nicht braunschwarze Abarten, in denen der Magnesiaglimmer vorwaltet. Auf den durch den Glimmer glänzend erscheinenden Spaltungsflächen, namentlich der quarzarmen, deutlich schieferigen, in welchen die Glimmerschuppen zu Membranen verwebt sind, zeigt sich nicht selten eine oft sehr zarte ausgezeichnete parallele Streifung oder Fältelung. Diese Erscheinung, welche sich auf allen Spaltungsflächen eines solchen Gesteins wiederholt, scheint mit der linearen Parallelstructur oder Streckung des Gneisses verwandt zu sein. Man bezeichnet derlei Gesteine als Faltenglimmerschiefer oder gefältelte Glimmerschiefer. Selten ist im Glimmerschiefer der Quarz wie im Gneiss zu stengelförmigen Leisten ausgezogen, welche dann meist parallel gelagert sind; solche Gesteine hat man als gestreckte Glimmerschiefer oder Holzglimmerschiefer aufgeführt.

Lagenglimmerschiefer nennt man denjenigen dickschieferigen Glsch., in welchem Glimmer und Quarz sich in einzelne abwechselnde Lagen gesondert haben, wie dies auf dem Querbruch hervortritt. Dadurch wird eine gebänderte Structur hervorgebracht, und diese Gesteine, welche sich z. B. ausgezeichnet bei Eger in Böhmen, zwischen Korbach und Gefrees im Fichtelgebirge finden, lassen sich in ziemlich vollkommene Platten spalten. Werden die Glimmerlagen dünner und verschwinden sie zuletzt gänzlich, so gehen diese Glsch. in Quarzschiefer über.

Von accessorischen Mineralien, an denen die Glimmerschiefer reich sind, treten auf:

Feldspathe sind, wenn auch nur in geringfügigem Maasse, sehr weit verbreitet und unter ihnen waltet nicht selten der Plagioklas vor. Im Allgemeinen scheinen die Muscovitschiefer ärmer an Feldspath zu sein als die an Biotit reichen. Bisweilen machen scharf hervortretende Feldspathkrystalle feinschuppigen Glsch. porphyrähnlich, wie z. B. ausgezeichnet an der Strasse zwischen Baud und Lominé in der Bretagne. Mitunter ist der Feldspath auf die Quarzlinsen beschränkt und findet sich nicht in dem eigentlichen Gesteinsgewebe. Die Feldspathe schliessen ein: Quarz, Granat, Rutil, Glimmer, Turmalin, Apatit, Kohlenstoff u. s. w. Selbst wenn innerhalb eines Glimmerschiefergebiets der Feldspath sich in erheblicher Menge einstellen sollte, ist es mit Bezug auf den geologischen Charakter vielleicht mindestens ebenso gerathen, hier noch von einem feldspathreichen Glimmerschiefer, als von einem Gneiss zu reden, trotzdem das Gestein hinsichtlich der Gemengtheile und der Structur einem Gneiss entspricht. Übergänge von wirklichem Glsch. in wirklichen Gneiss, wobei sich als Zwischenglied der Gneissglimmerschiefer einstellt, sind dabei nicht ausgeschlossen. Durch das reichliche Eintreten des Feldspaths in rundlichen oder linsenartigen Körnern wird ein schieferig-flaseriges Gefüge hervorgebracht. Im Erzgebirge entwickeln sich die Gneissglsch. sowohl aus den hellen Muscovitschiefern als aus den dunkeln Zweiglimmerschiefern und weiter gehen aus beiden Gneissglsch.n einerseits Muscovitgneisse, andererseits Zweiglimmergneisse hervor. — Mikroklin dürfte nach

den bisherigen Beobachtungen äusserst selten sein und wo er erscheint, sind es wohl keine eigentlichen Glsch., sondern schon gneissartige Gesteine, wie es z. B. bei dem durch v. Foullon aus dem Arlbergtunnel erwähnten Vorkommniss der Fall (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXV. 1885. 68).

Granat bildet eine so charakteristische Beimengung fast der meisten Glsch., dass er beinahe die Rolle eines wesentlichen Gemengtheils spielt. Er ist meist braun oder blutroth und erscheint in einzelnen isolirten Körnern, oder scharf ausgebildeten Rhombendodekaëdern, welche oft einen Durchmesser von zwei Zoll erreichen, seltener in Form von Ikositetraëdern. Andererseits sind oft eben noch mit freiem Auge sichtbare Granatkörnchen dem Glsch. beigemengt und mikroskopische Granaten überaus weit verbreitet. In vielen Glsch.n der Alpen (am Simplon, im Zillerthal und Passeyerthal in Tirol, bei Kowald in Steiermark), in denen der Bukowina ist der Granat sehr häufig, in denjenigen des Thüringer Waldes selten; in ausserordentlich zahlreicher Menge am Tillen- und Lindenberg im Egerer Kreis in Böhmen. Im Tatragebirge der Karpathen, namentlich am Fuss des Krivan, am Jauersberg bei Glatz. Scharfe Ikositetraëder liegen im Biotit-Muscovitschiefer von Kremsberg bei Krems in Niederösterreich, ausgezeichnete wohlbegrenzte zollgrosse Krystalle (∞O, 2O2 und Combination beider) im braunen Glsch. vom Fort Wrangel in Alaska. Im Erzgebirge ist der Granat in den Muscovitschiefern allgemein verbreitet, in den Gneissglimmerschiefern nur bisweilen, in den Zweiglimmerschiefern blos spärlich vorhanden. Bei Falun in Schweden erscheinen zerbrochene Rhombendodekaëder von Granat, deren Bruchstücke gegen einander verschoben sind. In den Glsch.n der Pyrenäen, Schottlands und Irlands ist der Granat verhältnissmässig selten. Im Allgemeinen pflegt der Granat insbesondere an die glimmerreicheren Partieen gebunden zu sein. Ganz in der Nähe der Granatkrystalle zeigen die Glimmerblätter bisweilen seltsame Windungen und Stauchungen. An diesem Mineral sehr reiche Glsch. werden Granatglimmerschiefer genannt. — Die Granaten sind oft reich an ähnlichen Einschlüssen, wie sie in denen der Gneisse vorkommen, halten auch wohl Kohlenstoff. Öfters zeigt es sich, dass wenn der Granat ganz unregelmässige Körner bildet, er sehr viele Einschlüsse enthält, die ein förmliches Netzwerk bilden, so dass hier der Absatz einer reinen äusseren Hülle, welche die Krystallform bedingte, unterblieben zu sein scheint. Im Granat des Muscovitschiefers zwischen Schwarzberg und Dachberg (Adula-Massiv) beobachtete C. Schmidt reichliche Schüppchen von Chloritoid. Die Granaten setzen sich auch hier zu Chlorit um oder verwittern zu quarzigem Eisenoxydhydrat, wenn sie nicht eben viel Al_2O_3 enthalten.

Schwarzer oder dunkelbrauner Turmalin in makroskopischen Nadeln oder Säulen, die oft büschel- oder strahlenförmig gruppirt, bisweilen zonar aufgebaut, auch zerbrochen sind, tritt vorzugsweise in sehr glimmerreichen und schuppigen Glsch.n auf: Zillerthal, St. Gotthard, Kahlgrund im Spessart, Jauersberg bei Glatz, Gross-Marschendorf und Zöptau in Mähren, Côte de Piriac (Dép. der unteren Loire), Karosulik in Grönland, Haddam und Lanes Mine, Monroe in Con-

nectieut. Bei besonderer Anreicherung können sich Turmalinschiefer entwickeln. Lagen eines sehr regellosen und sehr dichten Turmalingewirres beobachtete v. Lasaulx im Glsch. von Spornhau zwischen Freywaldau und Goldenstein in Mähren. Mikroskopische Turmaline, bisweilen hemimorphisch, liegen namentlich gern zwischen den Blättchen des Kaliglimmers und pflegen sich bei reichlicherem Biotitgehalt nicht zu finden; sie sind z. B. sehr weit verbreitet in den erzgebirgischen Muscovitschiefern und Gneissglimmerschiefern, weniger in den dortigen Zweiglimmerschiefern; hier bildet auch makroskopischer Turmalin Linsen, welche von Quarz und Muscovit durchwachsen, von Klinochlor umhüllt oder durchflochten sind, oder andererseits Schmitzen, welche noch Quarz und etwas Eisenglanz enthalten. Allgemein zugegen ist u. a. spärlicher mikroskopischer Turmalin im Biotitschiefer von St. Brieuc im Dép. Côtes-du-Nord (nach Cross). Turmalin erscheint auch vielfach in anderen Gemengtheilen eingewachsen; in dem schönen von Cathrein beschriebenen staurolithführenden Glsch. zwischen dem Oberinnthal und dem Patznaun fehlt er n. d. M. in keinem Gemengtheil.

Schwarze Hornblende, deren Nadeln bisweilen zu Büscheln zusammengruppirt sind: Salzburger Alpen, Pfitschthal, Val Canaria am St. Gotthard, Oberwiesenthal im Erzgebirge, zwischen Goldmühl und Brandholz bei Berneck im Fichtelgebirge, an den Sommerleiten bei Bayreuth, Kamm unfern Kötznich in Bayern, Pressnitz in Böhmen, Hackelberg in Schlesien, zwischen Pozoritta und Louisenthal im Moldawathal der Bukowina (nach der Grenze gegen den rothen Gneiss zu), am Snehætta in Norwegen. Blos mikroskopische Hornblende ist selten. — Strahlstein und Anthophyllit gleichfalls an manchen Punkten, letzterer z. B. nach Dana (Mineralogy 1868. 369) bei Haddam in Connecticut, mit Turmalin zusammen. — Glaukophanreichen chloritführenden Glsch. mit 3—4 cm langen Glaukophanen beschrieb G. Gianotti vom Colle S. Giovanni bei Viù im Val di Lanza (Giorn. mineralog., crist. etc. III. 1892. 228); epidotführenden Muscovitschiefer mit grossen Glaukophanen Wichmann von der Westküste von Celebes (N. Jahrb. f. Min. 1893. II. 176). Hierhin gehört auch vielleicht Luedecke's »Eklogitglimmerschiefer« von Syra, makroskopisch gebildet aus Lagen eines farblosen bis etwas grünlichen Kaliglimmers, in welchen bläuliche Glaukophanprismen und zurücktretende grünliche Omphacitsäulchen liegen; erst auf dem Querbruch treten Quarz und Granat hervor; ein Theil des Quarzes ist secundär, da er an den Stellen der Schichtenbiegung zerbrochene Glaukophanprismen verkittet (Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 272).

Andalusit, mitunter in Muscovit umgewandelt, findet sich sowohl eingewachsen im Glsch., als in Nestern von Quarz: Bodenmais und Herzogau in der Oberpfalz, Lisenz in Tirol, am Schlossberg bei Camenz, am Winklerberg und Krautenwalder Berg bei Landeck in Schlesien (rosenrothe, z. Th. sehr reine Krystalle), bei Almeria und La Carbonera in Andalusien, am Gipfel des Cadeen und am Douce-Mountain in Irland nach Weaver und Fitton in ausserordentlich grosser Menge. Durch Kohlenstoff dunkel gefärbte Krystalle, bis $\frac{3}{4}$ Zoll lang,

liegen in den graulichbraunen Glsch.n der Pyrenäen, am Pic du Midi, im oberen Thal von Lesponne, zwischen St. Sauveur und Pragnères im Thal des Gave de Pau, am Pic du Mont Aigu im Grunde des Thals von Oussouet (Z. geol. Ges. XIX. 1867. 179). In dem Glsch. zwischen Freywaldau und Goldenstein in Mähren, namentlich an den Amichsteinen an der Hockschar, ist der schön rosarothe Andalusit knauerweise, selten als Krystalle in den zahlreichen Quarzschnüren innig eingewachsen, bildet auch selbst ganze Lagen; der eigentliche Glsch. hält hier auch Staurolith, desto mehr, je mehr der Andalusit in den Quarzschnüren zurücktritt (v. Lasaulx, N. Jahrb. f. Miner. 1878. 841). Die stengeligen Massen des Andalusits im Glsch. des Scheibbüchels im Langtauferer Thal in Tirol sind meist theilweise aussen in Disthen umgewandelt (v. Zepharovich). — Sillimanit und Faserkiesel erscheint bisweilen wie im Gneiss, z. B. nach Hawes im Glsch. von New-Hampshire.

Disthen; z. B. in dem Glsch. des Künischen und Osser-Gebirges (im ostbayerischen Waldgebirge); bisweilen mehrere Centimeter lange verwaschene blaue Cyanitsäulen bei Dreieichen und Breitenberg im niederösterr. Waldviertel (mit Einschlüssen von Zirkon?, Rutil, Turmalin, Eisenglanz, nach Becke); spargelgrüne Disthene mit zahlreichen, parallel der Hauptspaltungsfläche $\infty\bar{P}\infty$ eingeschalteten Biotitblättchen beobachtete Liebisch in Quarzausscheidungen des Glsch. vom Baginse-Berge im ö. Niam-Niam-Lande (Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 718). — Staurolith, Langhennersdorf bei Freiberg, Gross-Marschendorf und Zöptau in Mähren; sehr reich an Staurolith, oft 2—3 cm lang, ist ein Zug Zweiglimmerschiefers zwischen dem Oberinnthal und Patznaun (Cathrein, N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 147). Knoten von ca. 1,5 cm Grösse liegen im Glsch. von St. Brieuc, Côtes-du-Nord; der Staurolith schliesst ein Quarz, Granat, Turmalin, Erz. Bis 3 cm grosse schiefwinkelige Staurolithzwillinge, sehr reich an verschiedenen Interpositionen, führt der etwas muscovithaltige Biotitschiefer zwischen Okahandya und Otyosazu im Herero-Lande (nach Wulf), 1 bis 3,5 cm lange der Glsch. zwischen Ouro Preto und dem Fluss Matipó in Brasilien (Costa Sena, Bull. soc. fr. minér. XIII. 1890. 189).

Cordierit, zu Hellsjö in Dalarne und Flugby in Småland nach Erdmann; bei Lindflid am Ufer des Ongsteens-Sees zwischen Bratsberg und Nedeness-Amt in Norwegen nach Forbes (Qu. journ. geol. soc. XI. 1855. 174). Epidot, hauptsächlich in quarzreichen Glsch.n: Friedeberg in Schlesien, Chester, Windsor u. s. w. in Massachusetts, Milford in Connecticut. Hirsekorngrosse gelbe Epidote in einem granatführenden Muscovitschiefer aus dem Arlbergtunnel. Mikroskopisch ist das Mineral nicht eben selten, z. B. oft ziemlich reichlich im Biotitschiefer vom Mte. Plakota auf Süd-Euboea (nach Becke). Zoisit findet sich nach Dana (Mineralogy 1868. 292) makroskopisch im Glsch. von Chester, Massachusetts. Schwerdt beschreibt aus dem von Tschifu (Provinz Schantung, China) Augen, welche im Schliff als schmutzigrothe trübe Flecken erscheinen und aus schwachröthlichen Körnchen, wahrscheinlich von Zoisit, mit etwas Muscovit bestehen (vgl. die Muscovit-Augen mit Zoisit-Interpositionen in anderen Stücken derselben Gegend

S. 272); das spec. Gew. der Augensubstanz ist 3,28. Nach Stelzner sind die Sulitjelmaschiefer am Lang-Vand im nördl. Norwegen stellenweise als Zoisit-Glimmerschiefer mit besonderem Reichthum an diesem Mineral entwickelt, obschon sie äusserlich gewöhnlichen braunen Glimmerschiefern oder Fruchtschiefern durchaus gleichen. — Grasgrüner oder blassgrüner Smaragd im braunen, auch etwas Turmalin führenden Glsch. des Habachthales im Salzburgischen; zu Stretinsk an der Takowaia n.ö. von Jekaterinburg; Vélain führt Smaragd auch aus Biotitschiefern der ostsibirischen Küstenprovinz an. Beryll zu Kjerringsöe in Nordland, Norwegen (Scheerer, Poggend. Annal. LXV. 1845. 279). — Korund, zufolge Genth (Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 317) rauhe Krystalle $\frac{8}{3}$P2 {44$\bar{8}$3}, mit Beimengung oder Überzug von Titaneisen im Glsch. von Bradford, Coosa Co. in Alabama; der Korund ist oft in Glimmer umgewandelt, welcher dünne Turmalinprismen enthält; ferner erscheinen Korundkrystalle, an der Oberfläche stets in radialfaserigen Fibrolith umgewandelt, im Glsch. von Shoup's Ford, Burke Co. in North-Carolina. Nach Dana selten im Glsch. von Greenwood in Maine, der auch Beryll, Zirkon und Lepidolith enthält.

Rutil ist jedenfalls ein sehr häufiger, allermeist nur mikroskopischer Gemengtheil, der sowohl in der eigentlichen Gesteinsmasse, als manchmal in besonderer Menge in den Quarznestern sitzt; allverbreitet z. B. in den erzgebirgischen hellen Muscovitschiefern, weniger in den zweiglimmerigen, noch weniger in den biotitreichen; ziemlich reichlich z. B. im Glsch. von Mittelberg im niederösterreichischen Waldviertel. Ein graugrüner matter Muscovitschiefer vom Sonntagskogel bei Wagrein in den Radstädter Tauern enthält eine ungeheure Menge winziger, oft zu Strängen vereinter Rutilnädelchen; stellenweise ist das Gesteinsgemenge in rundlichen Partieen etwas gröber und diese werden dann von einem dichten Aggregat von Rutilnädelchen kranzförmig umgeben (v. Foullon). — Zirkon findet sich makroskopisch im Glsch. von Greenwood in Maine (nach Dana); mikroskopisch ziemlich verbreitet, häufig als Einwachsung im Biotit, anscheinend ohne selbständig im Gesteinsgewebe zu liegen; deutlich vorhanden z. B. in den Glsch.n von Kremsberg, Maisberg, Lengenfeld u. a. O. im niederösterreich. Waldviertel (Becke); des Zeileisengrundes bei Joachimsthal (Sandberger); wohlausgebildete farblose Zirkone enthält der Quarz des Glsch. von Matotschkin-Scharr, Nowaja-Semlja (Wichmann); der Beschreibung nach sind die im Glsch. von Gorxheim im Odenwald von Cohen unter Vorbehalt als Zirkon angesprochenen Körner und Kryställchen thatsächlich solche. — Apatit wird vielorts gefunden, wenn in der Regel auch keineswegs reichlich; im Erzgebirge enthalten ihn sowohl die hellen als die dunkeln zweiglimmerigen Schiefer, wie auch die Gneissglsch.; sehr reich an Apatit ist der dunkle Glsch. vom Long's Peak, Colorado Range. Makroskopisch bei Snarum in Norwegen und Chesterfield in Massachusetts.

Chlorit, und zwar primärer, zu unterscheiden von dem z. B. aus Granat hervorgegangenen, erscheint bisweilen; so erwähnt Becke einen Chlorit-Muscovitschiefer von Selitschani in Thessalien, in welchem Stränge von Muscovit und Chlorit linsenförmige feinkörnige Aggregate von Orthoklas und Quarz um-

schliessen; die Chloritlagen sind reich an Calcit; accessorisch noch Turmalin und Biotit. Ein ganz übereinstimmendes Gestein findet sich am Hagios Dimitrios auf Süd-Euboea. — Über die Beimengung von Chloritoid siehe Chloritoid-Glimmerschiefer weiter unten. — Pyroxenische Mineralien scheinen nur höchst selten zu sein. An dem Südende von Waltersdorf in Niederschlesien besteht ein Glsch. aus abwechselnden, ganz blassgrünen und dunkelbraunen Streifen; die ersteren werden vorwiegend zusammengesetzt aus Salit (mit vielen Gasporen und Flüssigkeitseinschlüssen), zurücktretendem Quarz und vereinzelten Orthoklasen; die braunen Streifen aus Biotit, Quarz, bisweilen Chlorit; beide Streifen führen Eisenglanz und ein im Schliff blassröthliches Mineral, möglicherweise Vesuvian (Kalkowsky, Min. Mittheil. 1876. 95). In einem Muscovitsch. des Arlbergtunnels spricht v. Foullon tiefölgrüne Säulen (mit Recht) unter Vorbehalt als Akmit an.

Skapolith enthält der Glsch. aus dem Zeileisengrunde bei Joachimsthal (Sandberger, Unters. über Erzgänge II. 1885. 219). — Dipyr nach Hj. Sjögren mit Rutil und Turmalin in dem Glsch. zwischen Langesundfjord und Risör in Norwegen (Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 82), wie auch in den benachbarten Hornblendeschiefern und dem ein Umwandlungsproduct des Gabbro darstellenden »Dipyr-Diorit«. — Spodumen, nach Dana (Mineralogy 1868. 229. 271) bei Windham in Maine mit Granat und Staurolith. — Als Titanit betrachtet Barrois unter Vorbehalt rundliche, stark lichtbrechende, von grünlichbraunem Zersetzungshof umgebene Körnchen in den Biotiten des Glsch. von Villalba in Galicia; reichlichen Titanit gewahrte B. Kühn in Glsch.n Argentiniens, in welchen er auch hin und wieder kleine rundliche farblose Spinellkörnchen angibt. — Phenakit zu Stretinsk, 85 Werst n.ö. von Jekaterinburg (Smaragdgruben der Takowaia). — Auf der Grube Sareftinsk bei Stretinsk auch Chrysoberyll. — Helle Glsch. aus den Kirchspielen Kunsamo und Paldamo im n. Finnland führen nach H. Gylling's kurzer Angabe ausser Turmalin, Granat, Rutil, Eisenglanz auch Vesuvian (N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 164); letzteres Mineral wird auch von Kalkowsky als möglich angeführt (vgl. oben Salit). — In dem turmalinführenden Gneiss des piemontesischen Ossola-Thales sind concordant dunkle Glimmerschieferlagen mit grünlichgelbem Topas eingeschaltet, andere helle mit viel blassgelbem Turmalin (G. Spezia, Atti r. accad. Torino XVII. 1882).

Von Erzen sind zu erwähnen: Magnetit, u. d. M. verbreitet; zu Wessersdorf in Schlesien und Pöllau in Steiermark von makroskopischen Dimensionen. — Mikroskopische Lamellen von Eisenglanz, oft mit dem Glimmer verwachsen, sind sehr häufig, z. B. in erzgebirgischen hellen und dunkeln Glsch.n und Gneissglsch.n; in denen des niederösterreichischen Waldviertels nie fehlend. Eisenglanze mit dunklerem Kern und hellerem Rand liegen nach B. Kühn in argentinischen Glsch.n. In finnischen hellen Glsch.n fand Gylling gesetzmässige Ver- und Einwachsungen von Rutilnädelchen in Eisenglanz. Für eine theilweise Verdrängung des Glimmers durch Eisenglanz führt Dufrénoy aus der Bretagne, Beudant aus Ungarn Beispiele an. — Titaneisen ist z. B. u. d. M. in den hellen Mus-

covitsch.n und Gneissglsch.n des Erzgebirges sehr verbreitet, bisweilen randlich in Titanit umgesetzt. — Für Eisenkies werden als Fundpunkte angegeben: Glsch. des Fichtelgebirges, Umgegend von Joachimsthal in Böhmen, Karlsbrunn in Schlesien, Realp im Urserntbal, Pehrsberg in Schweden, Stafford in Connecticut; für Molybdänglanz: Glatz in Schlesien, Haffasberg und Lindas in Schweden. — Mikroskopische tiefschwarze opake Körnchen von Uranpecherz wurden von Sandberger (Unters. über Erzgänge, II. 1885. 220) als constanter Gemengtheil des (skapolithführenden) Glsch. aus dem Zeileisengrunde, dem aus der Nähe des Georgenganges und von Oberbrand bei Joachimsthal entdeckt; nach Babanek enthält ein an Uranerz reiches Vorkommniss allerdings in 6358 kg Gestein nur 0,7985 kg U_3O_4. — Fein vertheilten Zinnstein in Begleitung von Arsenkies erwähnt Kalkowsky im granatführenden Glsch. von Querbach und Giehren am Nordfuss des Riesengebirges.

Graphit (oder ein so benannter Kohlenstoff), bisweilen so reichlich, dass der Glimmer und theilweise auch der Quarz verdrängt wird; so zwischen Elterlein und Schwarzenberg in Sachsen; Seidenbach, Winkel, Culmbach im Odenwald, Grossklenau und Höfen bei Tirschenreuth im Fichtelgebirge; in der Schlucht zwischen dem Hospiz von Plan im spanischen Gistainthal und dem Port de la Pez (Pyrenäen) erscheint ein fast ganz quarzfreier Glsch., der ein inniges Gemenge von Glimmer und Graphit darstellt; Huffiner im Wallis; Suchætta in Norwegen. So entstehen die sog. Graphitglimmerschiefer. — Ein bis mehrere hundert Meter mächtiger, der oberen Abtheilung der erzgebirgischen Glimmerschieferformation (Sect. Wiesenthal) angehöriger Schichtencomplex schieferiger Gneisse, granat- oder feldspathführender Glimmerschiefer, Quarzitschiefer enthält nach Sauer mehr oder minder viel feinvertheilten amorphen Kohlenstoff (Graphitoid) im Gesteinsgemenge, und letzterer bildet angereichert russartig lockere Überzüge auf den Schichtflächen (vgl. I. 436. 845). Die Feldspathe sind bald gleichmässig, bald nur im Inneren mit dem schwarzen Staub erfüllt, auch Granaten und Glimmer enthalten hier den Kohlenstoffstaub. In den quarzitischen Schiefern ziehen die zarten Graphitoidlagen durch die Quarzkörner, ganz unabhängig von deren Lagerung und Form geradlinig hindurch. Oxydation nimmt die schwarze Färbung der Gesteine leicht hinweg (Sect. Wiesenthal 1884. 11; Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 443).

Rhomboëdrische Carbonate werden manchmal gefunden, allerdings nur spärlich in solchen, welche nicht mit Kalkglimmerschiefern in Verbindung stehen; nach v. Foullon enthalten Muscovitschiefer der Radstädter Tauern (Kleinarl, Taurachthal, Mitterberg, Elmauthal), welche in Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite übergehen, ausser Calcit auch Ankerit in braunen Pseudomorphosen. — Gelbe, blassbraune und farblose Tafeln von Anatas (auch solche von Brookit) fand Thürach als Neubildungsproducte in zersetzten Quarzitglsch.n des Spessarts, auch in deren Schuttgebilden.

Als weitere Fundpunkte accessorischer Mineralien mögen noch genannt werden: Südlicher Theil des St. Gotthardtunnels, wo der Glsch. dunkeln und

auch hellen Glimmer führt (letzteren z. Th. mit Graphit), sodann Quarz (mit Einschlüssen flüssiger Kohlensäure), Feldspath, oft Granat, Hornblende (z. Th. in dunkeln Glimmer verändert unter Production von Quarz, Kalkcarbonat und Magnetit) und noch ab und zu, meist nur mikroskopisch enthält: Staurolith, Rutil, Epidot, Titanit, Turmalin, Cyanit, Magnetit, Apatit, Calcit, Eisenglanz, Eisenkies, Magnetkies (zufolge O. Meyer und Stapff). — Zweiglimmerschiefer zwischen der Alm Maria Heimsuchung und dem Kreuzjoch im Ober-Innthal, Tirol, mit: Turmalin, Staurolith, Granat, Cyanit, in grösseren Quarzausscheidungen fingerdicke braune Rutilkrystalle und trüber Plagioklas (nach Pichler). — Biotit-Muscovitschiefer von Lengenfeld im niederösterr. Waldviertel mit schönen, bis 2 mm grossen Turmalinen, 3—4 mm grossen Staurolithen (Becke). — Schuppiger Glsch. von Marnoch in Banffshire, Schottland: mit halbzolllangen Andalusiten und kleinen Staurolithzwillingen (Heddle, Z. f. Krystall. VII. 195). — Glsch. des Dép. Var mit: Granat, Staurolith, Andalusit, Disthen, Rutil, alle makroskopisch (Coquand 1849). — Provinz Granada, zwischen Velez, Almeria und Malaga mit: Andalusit und Disthen.

Unter den accessorischen Bestandmassen ist hauptsächlich der Quarz zu erwähnen, welcher wie schon angedeutet, vielfach Knoten, Knollen, Nester und Trümer bildet, zwischen denen die Glimmerblätter sehr häufig verworren oder gewunden lagern. Manchmal sind die Quarzknoten förmlich geröllähnlich. L. v. Buch beobachtete solche Gebilde bei Küstad unweit Trondhjem (Reise d. Norw. I. 219), Naumann am Skarhammer an der norwegischen Westküste (Beitr. z. Kenntn. Norw. II. 138). — Diese Quarzlinsen sind, wie beim Gneiss, oft die Träger accessorischer Mineralien; so enthalten z. B. nach v. Hochstetter diejenigen des Glsch. von Dillen und Lindenberg im Egerer Kreise Böhmens: Andalusit, Turmalin, Hornblende, Titaneisen, secundären Chlorit.

Hier muss sodann die Rede sein von den merkwürdigen Vorkommnissen von wirklichen Geröllen im Glimmerschiefer, welche den geröllführenden Gneissen (S. 227) ganz ähnlich sind.

Die ältesten Angaben darüber sind die von Lyell, dass in Massachusetts Glsch. vorkommt, welcher Geschiebe von Granit und Quarz enthält (Quart. journ. of geol. soc. I. 1845. 200; Reisen in Nordamerika 160), sowie diejenige von Macculloch, dass am Berge Shehallien in Schottland ein Conglomerat auftritt, welches aus grossen Bruchstücken von Granit und Quarzit besteht, die durch Glsch. verbunden sind, dessen Masse auch in die Risse der Quarzstücke eindringt (Transactions of geolog. soc. III. 280). — Naumann erwähnt (Geognosie I. Aufl. 1850. I. 781), dass »bei Clanzschwitz unweit Oschatz in Sachsen nicht weit von der Grenze des dasigen Granitits ein Conglomerat mit sehr krystallinischer glimmerschieferähnlicher Grundmasse vorkommt, dessen Geschiebe aus gneissartigen Gesteinen bestehen«. Später hat sich Pohlig mit diesem Vorkommniss beschäftigt (Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 556) und dasselbe als einen Geschiebe und Rollstücke führenden (durchaus krystallinischen) archäischen Glimmerschiefer beschrieben. Weiter wurden die Gesteine, welche sich u. a. am Schlangenberg

bei Wellerswalde und am kleinen Steinberg bei Clanzschwitz als Bruchstücke (und nur an einem einzigen kleinen Punkte anstehend) finden, von Schalch untersucht (Sect. Oschatz-Wellerswalde 1888. 20); darnach besteht die Gesteinshauptmasse (das Bindemittel der Gerölle) aus einem feinkörnigen bis dichten Gemenge von Quarz und feinschuppigem dunkelm Glimmer mit ganz zurücktretendem Feldspath; hellere Schmitzen werden zusammengesetzt aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz (z. Th. in fragmentarer Form) hellem und dunkelm Glimmer, sporadischem Zirkon, Apatit, Turmalin, Titanit, Erz. Die deutlich gerundeten Geschiebe werden von Quarzit, Fettquarz, Granit, Granitgneiss gebildet (Pohlig erwähnt auch Cornubianitgneiss) und ausnahmsweise über 1 dm gross. Bei der nicht ganz aufgeklärten Stellung des conglomeratführenden Gesteins zu den benachbarten archäischen Andalusitglimmerschiefern und Phylliten zieht Schalch es vor, dasselbe »krystallinische geröllführende Grauwacke« zu nennen, wobei aber zu bemerken ist, dass die Bezeichnung Grauwacke petrographisch nicht eben sehr gerechtfertigt erscheint, und dass geologische Beziehungen zu cambrischen oder zu den hangenden untersilurischen Gliedern in demselben Grade fehlen wie die zu krystallinischen Schiefern (vgl. auch Credner, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 351). Später hat Klemm namentlich auf Grund der vorhandenen Bienenwaben- und Pflasterstructur in den begleitenden Gesteinen, und indem er den benachbarten Gneiss und Granitgneiss als ehemaliges Eruptivgestein betrachtet, die Ansicht entwickelt, dass die geröllführenden Ablagerungen zu einem contactmetamorphisch veränderten und auch noch durch den Gebirgsdruck umgeformten Schiefersystem wahrscheinlich silurischen und noch jüngeren Alters gehören (Z. geol. Ges. XLIV. 1892. 548).

Unmittelbar bei Bergen in Norwegen fand Reusch zwischen Gneiss und anderen krystallinischen Schiefern eine 6 m mächtige Ablagerung von quarz- und chloritreichem Zweiglimmerschiefer mit Geröllen von porphyrartigem Gneissgranit, grobkörnigem und feinkörnigem Granit; die Gerölle sind ellipsoidisch zugerundet und liegen mit ihren grössten Dimensionen parallel der Schichtung; auch wurde ein nur zur Hälfte vorhandenes gespaltenes Gerölle getroffen (Die Fossilien führ. krystall. Schiefer von Bergen 1883. 78). — Westlich der alten Grube von Westanå in Schonen beobachtete G. de Geer in quarzreichem feldspathfreiem und ziemlich viel Magnetit haltigem Glimmerschiefer sehr deutliche magnetitführende Quarzitgerölle von der Form typischer Geschiebe (0,5—1 dm lang), wohl abgerundet, nicht selten oval, mit zwei etwas abgeplatteten Seiten versehen. Die Contouren der Gerölle weisen auf erfolgte Pressungen hin, womit die undulatorische Auslöschung der Quarze des Gesteins und derjenigen der Gerölle in Verbindung gebracht wird. Magnetitlagen innerhalb der Quarzgerölle sind bisweilen gleichförmig mit der eingedrückten Oberfläche des Gerölles gebogen. Auch kommen kleine Verwerfungen der innerlichen Magnetitschichten, sowie kleine Quarzschnürchen vor, welche sich in den benachbarten Glimmerschiefer nicht fortpflanzen, also dem Gerölle selbst angehörten. Ferner erscheinen in sehr charakteristischer Weise Fragmente von Geröllen, an denen theilweise

die Rundung noch zu sehen ist; manchmal liegen sie mit ihrer Längsausdehnung der Schieferung des Gesteins nicht parallel. Die Quarzgerölle, welche nach der Beschreibung gewiss keine Concretionen sind und deren Geschiebenatur wohl unzweifelhaft ist, sollen sich mit Wahrscheinlichkeit auf einen im Liegenden auftretenden, etwas glimmerhaltigen Quarzit zurückführen lassen (Stockh. geol. Fören. Förh. VIII. 1886. 30. 362; übers. in Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 269).

Von den durch charakteristische accessorische Beimengungen hervorgerufenen Varietäten des Glimmerschiefers sind u. a. zu erwähnen:

Andalusitglimmerschiefer; vgl. die auf S. 275 genannten Vorkommnisse; ferner z. B. in der oberen Glimmerschieferformation um das sächs. Granulitgebirge am Zusammenfluss der grossen und kleinen Striegis an der Berbersdorfer Mühle.

Fibrolith- oder Sillimanitglimmerschiefer, wohl meist zweiglimmerig; hierher gehört z. B. ein ausgezeichnetes Vorkommen von der Bay von Penboch im Morbihan. Am Westabhang der Humboldt Range, Nevada, führt ein brauner Glsch. gelbgraue bis 8 mm dicke Knoten von Fibrolith; letzterer ist ein sehr innig verfilztes Gewebe von Sillimanitbüscheln, getränkt mit Quarz, welcher in den Knoten nach aussen zu an Menge zunimmt (F. Z., Sitzungsber. sächs. Ges. d. Wiss. 1877. 158). Im Granat und etwas Plagioklas führenden Glsch. von Ai-schan-tang (Prov. Schantung, China) kommen weisse seidenglänzende Aggregate von reinem Fibrolith (Sillimanit), dem Biotit an Menge gleich, vor; dieselben enthalten hier keinen Quarz und umschliessen an ihren randlichen Zergliederungen blos Biotitblättchen; Sillimanitmikrolithen erfüllen reichlich den Biotit, niemals den Quarz (Schwerdt).

Granatglimmerschiefer (S. 274).

Staurolithglimmerschiefer, meist zweiglimmerig.

Epidotglimmerschiefer. Der quarzreiche Muscovitschiefer des Ohrenwechselgrabens (Wechselgebirge in Niederösterreich) enthält nach Böhm Epidot so reichlich, dass man das Gestein so nennen könnte; Quarz, Muscovit, Epidot sind schichtenförmig angeordnet; im Waldbachthal mit viel accessorischem Titanit. — Einen Biotitschiefer vom Greiner in Tirol zerlegte A. Knop in 70,8 % Biotit, 20,8 Epidot (beide analysirt) und 8,4 Quarz und Albit (Z. f. Kryst. XII. 588). — Küch beschrieb aus dem westafrikanischen Kuilu-Gebiet einige ausgezeichnete Epidotglsch.; in den um die langgestreckten linsenförmigen Quarzaggregate sich herumziehenden Muscovitschnüren liegen zahlreiche, schön ausgebildete Epidote; auf den Schieferungsflächen dunkel braungrüner Glimmer; u. d. M. noch Calcit, Magnetit, Titaneisen, Eisenglanz, Zirkon, Rutil, Apatit. Andere Vorkommnisse halten hier auch faserige Hornblende, Plagioklas, primären und daneben aus Titaneisen hervorgegangenen Titanit.

Chloritoidglimmerschiefer. Während die grösseren Blättchen des Chloritoids gewöhnlich in mehr phyllitischen Gesteinen hervortreten, gibt es, oft damit verbunden, auch Vorkommnisse von glimmerschieferartigem Habitus mit Chloritoidgehalt, wie auf der Insel Groix im Dép. Morbihan, in Canada (siehe Chloritoidphyllit); hierhin gehört auch wohl der nach v. Foullon in den Silurschiefern

des Mühlbachthals (Radstädter Tauern) auftretende »Glimmerchloritoidschiefer«, dünnschieferig und bleigrau, bestehend aus Quarz, Ankeritpseudomorphosen, Muscovit, grösseren Chloritoidlamellen, Rutilnädelchen und graphitischem Staub (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIV. 1884. 654). — Lepsius erwähnt Ottrelith im Glimmerschiefer n. von Hagios Petros bei Dolianá in Arkadien, Glaukophan und Ottrelith in dem von Rhaehamitis im Peloponnes (Geol. v. Attika 1893. 129); das archäische Alter beider Schiefer ist zweifelhaft. Von J. Chelussi werden Chloritoidglimmerschiefer aus dem NO. von Samos beschrieben (Giorn. min., crist. etc. IV. 1893. 36).

Eisenglimmerschiefer mit reichlichem Eisenglanz.

Graphitglimmerschiefer, vgl. die Vorkommnisse auf S. 279; ferner z. B. an der Berbersdorfer Mühle (siehe Andalusitglimmerschiefer), am Westabfall der Hohen Mense in Böhmen (nach Dathe). Zweiglimmerige Graphitglsch. von Leutershausen im Odenwald von gleichmässig dunkelgrauer Färbung ergeben einen Glühverlust von 12—13%; sie führen accessorisch blutrothen Eisenglimmer in der Umgebung des Graphits, sowie viele braune Körner und Krystalle, angegebenerweise wahrscheinlich Staurolith, wohl eher Rutil (nach Benecke und Cohen).

Indem bald der Quarz, bald der Glimmer überwiegt, der letztere verschiedener Zusammensetzung ist, kann die chemische Beschaffenheit der Glimmerschiefer nur eine sehr schwankende sein.

I. Sehr quarzreicher Glsch. vom Monte Rosa. Zulkowsky, Sitzgsber. Wiener Akad. XXXIV. 1859. 41.
II. Vom Vispufer bei Zermatt, mit überwiegendem weissem Quarz, auf den Schieferungsflächen grünlichweisser Glimmer. Bunsen, Mittheil. an Roth 1861.
III. Grauer, granatenführender, körnigschuppiger Glsch. mit etwas Feldspath von Brixen in Tirol. Schönfeld u. Roscoe, Annal. d. Chemie u. Pharm. XCI. 1854. 305. Spec. Gew. 3,141.
IV. Glsch. von Munzig, s.s.w. von Meissen. Hilger u. Schultze, Landwirthschaftl. Jahrbücher 1886. 439.
V. Feinschuppiger quarzhaltiger Glsch. von Kuchjapochjahelli auf der Insel Hochland. Lemberg 1867.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	82,38	79,50	69,45	66,21	55,61
Thonerde	11,84	13,36	14,24	18,60	17,67
Eisenoxyd	—	2,87	—	—	11,98
Eisenoxydul	2,28	—	6,54	5,34	—
Kalk	—	0,71	2,66	0,44	2,27
Magnesia	1,00	0,95	1,35	1,24	4,60
Kali	0,83	4,69	2,52	3,89	3,10
Natron	0,38	0,36	4,02	2,16	1,60
Wasser	0,77	0,78	0,52	2,04	2,27 Glv.
	99,48	103,22	101,30	99,92	99,10

I enthält noch 0,19 SbS_2 und Spuren von Fl; IV: 0,71 SO_3, 0,01 P_2O_5. Der nicht unbeträchtliche Gehalt an Eisenoxyden in denjenigen Analysen, deren

geringer Magnesiagehalt auf eine nur schwache Betheiligung von dunklem Biotit schliessen lässt, muss wohl auf Erz zurückgeführt werden. Bei III ist das spec. Gewicht angesichts des SiO_2-Gehalts von fast 70% sehr hoch.

Stets ist der Glimmerschiefer mit einer ausgezeichneten Schichtung versehen, welche fast immer der Schieferung parallel geht; die boi den Thonschiefern so häufige Erscheinung der sog. falschen oder transversalen Schieferung ist wenigstens nnr sehr selten deutlich bemerkt worden. In den zweiglimmerigen Schiefern stehen mitunter Biotite quer gegen die Schieferung. Becke erwähnt »transversale Schieferung« an einem undeutlich schieferigen Glsch. von Kalianou in Süd-Euboea, sich verrathend im Handstück durch Absonderungsflächen, welche unter einem schiefen Winkel dio Schichtflächen durchschneiden, im Praeparat durch zwei, in der Lage der Glimmerblättchen vorherrschende entsprechende Richtungen. — Bald haben die Schichten eine ebenflächige Ausdehnung, bald sind sie wellenförmig gebogen, zickzackartig geknickt und zeigen überhaupt nicht selten die unregelmässigsten Windungen und Faltungen.

Mit dem bedeckenden Phyllit bildet der Glimmerschiefer das Hauptmaterial der oberen Abtheilung der archäischen Formationsgruppe; doch kommen auch zwischen den liegonden Gneissen schon Einlagerungen von Glsch. vor. In der allgemeinen Architektur der Glimmerschieferschichten kann man dreierlei Formen unterscheiden. Sehr häufig bildet der Glsch. mantelförmige Schichtensysteme, welche entweder kuppelförmige oder senkrecht aufgerichtete Gneissschichten bald allseitig bald theilweise umlagorn, oder sich rings nm einen Granitstock anlehnen. Eine seltene Erscheinung ist die bassinförmige Einlagerung von Glimmerschieferschichten. Keilhau gedenkt einiger Beispiele dieser Lagerungsform aus Norwegen, wo die Schichten des Glsch. in einer ganzen oder halben Gneissmulde eingelagert sind (am Goustafjeld und am Fuss des Jotunfjeld, des höchsten Gebiets der skandinavischen Halbinsel; Gaea norvegica I. 139. 398). Als eine dritte Lagerungsform kann man die giebelförmige bezeichnen, bei welcher die Glimmerschieferschichten oft in sehr symmetrischer Weise dachförmig gestellt sind, indem sie meistens die äussere Umhüllnng eines ebenso giebelförmig aufgebauten Gneissschichtensystems bilden. Nach aussen hin haben diese Glimmerschieferschichten häufig eine immer flachere Lage, und gehen nicht selton in unzweifelhaft sedimontäre Schichtensysteme über, welche sich ihnen in vollständig concordanter Lagerung anschliessen. Heinrich Credner beschreibt in seiner Abhandlung über die Salzburger und Oberkärntner Alpen (N. Jahrb. f. Min. 1850. 513) ein sehr grossartiges giebelförmiges Schichtensystem dieser Art: in der Richtung von O. nach W. streichend bildet ein so gebautes System von mehr oder weniger richtungslos struirtem Centralgneiss (Granitgneiss) die Gebirgsaxe, auf deren N.- und S.-Seite sich dachartig gestellte Schieferschichten finden, welche in drei Hauptglieder zerfallen, indem zunächst auf den Gneiss Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer, dann grüner Chloritschiefer folgen und als drittes Glied wiederum Phyllit und Kalkthonschiefer diesen überlagern; im N. fallen sie steil nach N., im S. steil nach S., während die innersten Gneissschichten senkrecht

stehen. — Sodann treten aber Glimmerschiefer — wie es scheint nur Muscovitschiefer — auch im Bereich jüngerer paläozoischer Formationen auf.

Wohl nur auf Dislocations-Wirkungen beruht das in der älteren Literatur einmal citirte Vorkommen von (scheinbaren) Glimmerschiefer-Gängen. Heinr. Credner berichtet in seiner oben erwähnten Abhandlung über solche Beispiele aus Oberkärnten. Im Drauthal durchschneide auf der Höhe des Fahlkofels bei Lengholz ein bis 3 Fuss mächtiger »Gang« von Glimmerschiefer unter einem bedeutenden Winkel die Glimmerschieferschichten. Die Gangmasse ist ganz ähnlich der des Nebengesteins, die Schieferung des Gangglimmerschiefers der Gangebene parallel, ein schwarzer, Bleiglanz und Eisenkies führender Schieferthon bildet einen deutlichen Besteg. Oberhalb Schwaig bei Spital setze ein anderer 3—4 Fuss mächtiger »Glimmerschiefergang« mit 60° nach S. fallend, im Glimmerschiefer auf, dessen Schichten mit 25° nach SW. geneigt sind; der Gang ist im Liegenden mit Magnetkies imprägnirt.

Ungemein reich ist der Glimmerschiefer an untergeordneten Einlagerungen von krystallinischen Silicatgesteinen, Haloidgesteinen und mancherlei Erzen, von denen zahlreiche eine bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit gewinnen. Vor allem sind hier Einlagerungen von Chloritschiefer, Talkschiefer, Amphibolit in den verschiedensten Varietäten und Gneiss zu erwähnen, wie sie vielorts bekannt sind. Eklogit, ganz entsprechend dem in den Gneissen, ist z. B. eingeschaltet in dem erzgebirgischen Glsch. (Sect. Wiesenthal, Marienberg, Elterlein), chromitreicher Serpentin eingelagert bei Hausdorf (Sect. Schellenberg). Das Hauptvorkommen der Quarzite und Quarzschiefer findet im Glsch. statt. In Norwegen, in Schottland, in Böhmen, im sächsischen Vogtland, im spanischen Estremadura, im Ural finden sich im Glsch. unzählige Schichtenzonen von meist sehr deutlich krystallinischem, bald ganz reinem, bald etwas glimmerhaltigem Quarzit, welche bisweilen eine Längenerstreckung von mehreren Meilen und eine Mächtigkeit von vielen tausend Fuss besitzen, oft aber auch nur als dünnere Schichten und weniger ausgedehnte Lagerstöcke eingeschaltet sind.

Auch Kalksteine und zwar meist von weisser Farbe und sehr krystallinischer Beschaffenheit sind sehr häufig dem Glsch. eingelagert; dabei sind oft mehrere solcher Kalksteinlager gruppenweise zusammengehäuft oder zu Reihen angeordnet. Mit zahlreichen accessorischen Gemengtheilen sind sie durchwachsen, z. B. mit Glimmer, Hornblende, Quarz, Talk, Chlorit, Granat, Serpentin, Asbest, Eisenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Graphit. Durch die Beimengung von Glimmer in ihnen wird der Cipollin, durch die von Serpentin der Ophicalcit hervorgebracht. Unter den zahllosen Vorkommnissen solcher Kalksteine seien nur die Lager im Glsch. des Fichtelgebirges erwähnt, welche von Höhenberg über Thiersheim bis über Wunsiedel hinaus einen nur wenig unterbrochenen Zug von fast 4 Meilen Länge zusammensetzen, sowie die Kette von Kalksteinlagern, welche sich nach Hitchcock auf dem n.w. Abfall der Alleghanies von Canada bis nach Alabama hinzieht (Amer. Journ. of sc. a. arts. 1841. 240). Die Carbonatlager des Fichtelgebirgs bestehen übrigens zum grossen Theil aus Dolomit; nach Nauck bildet der Dolomit bei Sinnatengrün eine Hülle um den Kalkstein (Poggend. Ann. LXXV.

134). Lager und Stöcke von Dolomit sind auch an anderen Orten im Glsch. bekannt; so bei Lengefeld im Erzgebirge, im Heidelbachthal unweit Wolkenstein in Sachsen (nach Naumann), im Glsch. Schlesiens. Bei Reichenstein findet sich im Glsch. ein Dolomitlager, mit welchem der an Arseneisen reiche Serpentin verbunden ist. Die zuckerkörnigen, oft schneeweissen Dolomite des Binnenthals und von Campo longo in den Schweizer Alpen (mit ihren zahlreichen Mineralien, Braunspath, Schwerspath, Grammatit, Vesuvian, Turmalin, Korund, Diaspor, Rutil, Skleroklas, Dufrenoysit, Eisenkies, Zinkblende, Realgar, Auripigment) kommen im Glsch. (z. Theil auch im Gneiss) vor.

Hornblendeschiefer erscheinen nicht selten als Einlagerung, so z. B. in dem Glsch. Schlesiens bei Ober- und Niederhaselbach, Schreibendorf, Neuwaltersdorf, zwischen Jänowitz und Rudelstadt, nach L. v. Buch auch bei Landeck, bei Kongsberg in Norwegen. Die Serpentine von Dobschau in Ungarn liegen nach Beudant im Gebiet des Glsch. Auf der Insel Naxos, auf Samos und bei Magnesia in Kleinasien enthält der dem Glsch. eingelagerte Kalkstein Smirgellager. Graphitlager haben sich an mehreren Orten gefunden, z. B. im Glsch. Mährens, Niederschlesiens und der Grafschaft Glatz nach Zobel (N. Jahrb. f. Min. 1854. 724). Sowohl im Gneiss als im Glsch. lagern die berühmten Graphite von Passau. Am Lac d'Oncet oberhalb Barèges in den Pyrenäen treten dünne Schichten eines etwas erdigen, mit unzähligen Eisenkiespünktchen durchsäten Graphits im Glsch. auf. Mächtigere Graphitlager umschliesst der Glsch. Nordamerikas bei St. John in Neubraunschweig (Amer. Journ. of sc. (2) XIV. 280) und bei Worcester, w. von Boston; hier beherbergt auch der Glsch. Anthracit mit den gewöhnlichsten Steinkohlenpflanzen (ebend. XLVII. 1844. 214). Sehr merkwürdig ist das durch Negri und Spreafico bekannt gewordene und später durch B. Studer besuchte Vorkommniss von Steinkohlen und Sigillaria-Abdrücken im sog. Glimmerschiefer von Manno, n. von Lugano (N. Jahrb. f. Min. 1871. 626).

In grosser Reichhaltigkeit finden sich dem Glsch. Erzlager eingeschaltet. Brauneisensteinlager sind von sehr vielen Punkten bekannt, z. B. bei Scheibenberg in Sachsen, bei Bourbon in der Vendée, im s. Ural; Rotheisenerz, Eisenglanz, Magneteisen bilden ebenfalls häufig Einlagerungen. Die in dem Glsch. eingeschalteten Kalksteine zeigen sehr oft, und zwar meist an ihrem Hangenden einen Verband mit Brauneisenstein, welcher wohl vielfach als Umwandlungsproduct aus früherem Eisenspath betrachtet werden muss. Dem erzgebirgischen Glsch. sind bei Ehrenfriedersdorf Magneteisenlager, sowie solche von Eisenkies und Zinkblende (vergesellschaftet mit Pyroxen und Strahlstein) eingeschaltet, bei Wiesenthal Lager von Strahlstein-Granatfels, z. Th. mit Eisenerzen, z. Th. mit Bleiglanz und Zinkblende. In mancher Beziehung merkwürdig sind die dem Glsch. untergeordneten Lagerstätten von Breitenbrunn und Antonsthal in Sachsen, welche im Liegenden hauptsächlich aus Magneteisen, Magnetkies, Arsenkies, Eisenkies, Kupferkies, Zinkblende, vergesellschaftet mit Granat, Vesuvian, Augit, Pistacit, Axinit, Turmalin, Kalkspath, Braunspath, Apatit, Glimmer, Talk, Zinnstein bestehen, im Hangenden aus Hornstein, Hornblende, Strahlstein, Glimmer

und Chlorit; einige dieser Lager werden auch von Kalksteinen und Dolomiten begleitet (vgl. v. Cotta, Geogn. Beschr. d. Kgrchs. Sachsen, Heft II. 219 ff.; Sectionen Johanngeorgenstadt und Schwarzenberg der geol. Specialkarte d. Kgrchs. Sachsen). Andere Lager, welche aus ähnlichen Associationen von Erzen und Silicaten bestehen, kennt man bei Rudelstadt und Kupferberg in Schlesien, auf der Insel Elba (mit Strahlstein, Eisenkies, Arsenkies, Hornblende, Lievrit), bei Collobrières zwischen Hyères und Frejus, ferner gehören hierher die Kupfererzlagerstätten von Libethen, Rosenau, Schmöllnitz und Göllnitz in Ungarn, die Quecksilberlagerstätten von Szlana im Gömörer Comitat, das Lager von silberhaltigem Bleiglanz von Bergstadt in Oberschlesien. Auch der Blei- und Eisenerzstock von Kirlibaba bei Jakobeni in der Bukowina liegt im Glsch.

Wo, wie dies sehr häufig der Fall ist, Glimmerschiefer, Phyllit (»Urthonschiefer«) und Gneiss mit einander vorkommen, da lässt sich wohl die alte, schon von Werner erkannte Regel auch jetzt noch festhalten, dass der Gneiss die untere, der Glimmerschiefer die mittlere, der Phyllit die obere Stelle in der Lagerung einnehme. Man hat diese gesetzliche Lagerungsfolge an sehr vielen Terrains nachzuweisen vermocht, wenn auch hier und da das eine oder andere Glied dieser »Urgebirgstrias«, wie sie v. Hochstetter passend nennt, ausgefallen ist, wenn auch stellenweise Wiederholungen und Wechsellagerungen zweier Glieder erscheinen, und der Phyllit bisweilen durch Talk- oder Chloritschiefer vertreten ist. Wenn daher Gneiss und Glimmerschiefer mit einander vereinigt sind, so bildet der letztere in einem horizontalen oder einfach geneigten Schichtensystem die Decke des Gneisses, in einem dachförmig gebogenen die äusseren Schichten oder den Mantel um den centralen Gneiss.

Im sächsischen Erzgebirge findet der Glsch. namentlich in dessen w. Theile seine grösste Entwickelung, wo er die Ablagerungen von Gneiss umgibt und selbst den Phyllit unterteuft, welcher ihn wie ein Mantel umhüllt und in welchen er allmählich übergeht. Es ist hier z. Th. ein heller Glsch. (reiner Muscovitsch.), stets Granaten führend, bisweilen von Wallnussgrösse (Crottendorfer Forst auf Sect. Wiesenthal), auch mit feldspathreichen Lagen; z. Th. ein biotitführender dunkler Muscovitsch. (z. B. Sect. Zschopau, Geyer, Marienberg), theils ein Quarzglimmerschiefer; auch kommen kohlenstoffführende Glsch. vor. In die Glimmerschieferformation des Erzgebirges sind local normale rothe Gneisse und zweiglimmerige schieferige Gneisse eingeschaltet. — In dem sächsischen Mittelgebirge folgt auf den hangendsten Complex der Granulitformation concordant die Glimmerschieferformation. Dieselbe zertheilt sich in 1) die untere Stufe der Gneissglimmerschiefer, welche nach oben untrennbar verläuft in 2) die Stufe der hellen Glimmerschiefer (Muscovitschiefer). Der Gneissglsch. ist hier ein biotitreicher und deshalb dunkler, durch Körner, Knauer, Schmitzen und Linsen von Quarz oder von Quarz, Feldspath und wenig Biotit unregelmässig wellig-flaseriger oder flammiger, zuweilen durch lagenweisen Wechsel dünnschichtiger und ebenplattiger Schiefer. Muscovit, nach dem Hangenden zunehmend, betheiligt sich neben dem Biotit an der Zusammensetzung der Glimmerhäute in sehr wechselndem Verhältniss und verleiht denselben ein weissgesprenkeltes Ansehen. Fibrolith in faserig-büscheligen Aggregaten und Granatkrystalle sind nicht selten accessorisch. Im Hangenden pflegt dieses Gestein in einen muscovitreichen, aber noch immer biotitführenden wellig-schuppigen Glsch.

mit mehr oder weniger reichlichen Feldspathkörnern und Quarzschmitzen überzugehen. Diese untere Stufe enthält als Vertretung oder in Wechsellagerung langflaserige, schieferige, biotitreiche zweiglimmerige Gneisse, Granulitgneiss, Biotitgranulit, Plagioklas-Amphibolit u. s. w. Die aus den oberen Particen der Stufe 1 hervorgehenden normalen Muscovitsch. (mit mikroskopischem Turmalin und Eisenglanzblättchen) der Stufe 2 umziehen das Granulitgewölbe und die Stufe 1 als elliptischer Kranz; aus ihnen entwickeln sich quarzige, biotitführende, feldspathführende Muscovitsch., Granat- oder Staurolithglsch. (Schürr- und Kaiserbachthal bei Zweinig, Todtenstein ö. von Wüstenbrand), Andalusitglsch. mit blaugrauen Säulen und unregelmässigen Knauern von Andalusit (an der Berbersdorfer Mühle), Graphitglimmerschiefer (ebendort). Als untergeordnete Einlagerungen enthält diese Stufe Linsen von Muscovitgneiss, Biotitgneiss und zweiglimmerigem Gneiss, Plagioklas-Amphibolschiefer, Quarzitschiefer, quarzitische Graphitschiefer, krystallinischen graphitischen Kalkstein. — An der Nordhälfte des n.w. Flügels der Glimmerschieferformation, auf der Strecke Elsdorf-Wechselburg-Rochlitz, Geringswalde werden die normalen Muscovitsch. auf eine Länge von etwa 20 km entweder gänzlich oder fast ganz vertreten durch sog. Garbenschiefer, sog. Fruchtschiefer (welche aber hier völlig ohne Zusammenhang mit einem Eruptivgestein auftreten und schwerlich als Producte einer Contactmetamorphose gelten können) und Quarzitschiefer (Elsdorfer Thal, Dölitzscher Grund, Selgegrund, Aubachthal bei Rochlitz); die normale Reihenfolge ist: unterer Quarzitschiefer (bis 100 m mächtig), Garbenschiefer, stellenweise mit Garben bis über 10 cm Länge (bis 500 m), oberer Quarzitschiefer (bis 350 m), Fruchtschiefer (200—250 m); vgl. H. Credner, D. sächs. Granulitgebirge u. s. Umgebung, 1884. 40.

In den Sudeten, im Riesengebirge, in der Grafschaft Glatz und in dem mährischen Gebirge gewinnt der Glsch. eine sehr grosse Ausdehnung; desgleichen im n.w. und w. Theile von Böhmen. Im Fichtelgebirge ist eigentlicher Glsch. nur wenig verbreitet, indem er blos eine schmale Zone zwischen Gneiss und Phyllit nördlich von Selb und längs des n. Granitzugs bis Weissenstadt bildet (Gümbel). In dem Künischen und Osser-Gebirge (ostbayerisches Grenzgebirge) enthält der Glsch. Granat, Turmalin, Andalusit, Disthen, Feldspathkörnchen, Titaneisen.

Im Thüringer Wald umschliesst der Glsch. im n.w. Theile die Gneissgranitinsel von Ruhla und wird n.w. und n.ö. vom Rothliegenden und vom Zechstein der eisenacher Umgebung bedeckt; das glimmerreiche, dunkelsilbergraue Gestein führt hier und da Hornblende und zwischen Klein-Schmalkalden und Hohleborn auch Granaten (Heinr. Credner). Der Gneiss des Spessarts ist mit Glsch. verbunden. Für den Schwarzwald ist die Abwesenheit des Glsch. sowie aller anderer, sonst den Gneiss überlagernder krystallinischer Schiefer bemerkenswerth. Im Odenwald spielt der Glsch. nur eine untergeordnete Rolle; in der s. Gruppe (Leutershausen) herrscht Biotit vor, während in der n. (Gerxheim) lediglich Muscovit auftritt. — Glsch. erscheint weiterhin im niederösterreichischen Waldviertel; weitverbreitet in den kärntner, tiroler, salzburger, schweizer Alpen.

Der w. Theil der Provinz Lugo in Galicia ist fast ganz aus Glsch. gebildet; ferner wird in Spanien u. a. die Sierra Nevada fast ausschliesslich aus ihm zusammengesetzt; er formt den Kern des Gebirges und den erhabensten Gipfel, den Cumbre de Mulhacen. Mit Ausnahme der Lofoten und der äussersten Westküste besteht in Norwegen der ganze Landstrich von 67°—70° n. Br. aus Glsch. Ebenso herrscht er im s. Theil der Uralkette, wo zwischen Miask und Slatoust sowohl die Kette des eigentlichen Urals, als auch die Kette des Iremel, der Urenga, des Taganai und der Jurma aus ihm aufgebaut werden. — Die hellgrünlichen Muscovitschiefer Thessaliens, welche in den Quarzaggregaten auch Feldspathe, darunter Plagioklase ent-

halten, sind von Becke untersucht worden, vom Fuss des Ossa bei Spiliá, Pori und Kanalia im Süden des Ossa, Selitschani (mit Granat und schönem mikroskopischem Turmalin), Propandou auf der magnesischen Halbinsel. Ganz ähnlich sind die Glsch. Süd-Euboeas (Ocha, Kalianou u. a. O.), wo aber auch sehr quarzige Biotitsch. auftreten. Doch sind diese letzteren Vorkommnisse wohl nicht archäischen Alters. — Weitere Verbreitungsbezirke in anderen Erdtheilen geben die Literaturcitate an. Vgl. auch noch eine Reihe von anderen Glimmerschiefern, welche unter dem Abschnitt »Jüngere krystallinische Schiefer« aufgeführt sind.

Glimmerschiefer d. sächsischen Erzgebirges, vgl. die Erläuterungen z. geol. Specialkarte des Kgrchs. Sachsen.
J. Roth, Gl. Niederschlesiens, Erläuterungen z. geognostischen Karte von Niederschlesien 1867. 25. 205 u. a. O.
Schumacher, Gl. der Gegend von Strehlen, Niederschlesien, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 478.
Gümbel, Geognostische Beschreib. d. Fichtelgebirges 1879. 165; des ostbayerischen Grenzgebirges 1868. 387. 613.
Benecke u. Cohen, Gl. des Odenwaldes, Geogn. Beschreib. d. Umgegend von Heidelberg 1881. 25.
Cohen, Gl. im Liegenden der Weiler Schiefer, Vogesen. Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. III. Heft 3. 189.
Laube, Gl. des böhmischen Erzgebirges, Geologie d. böhm. Erzgebirges. Prag. I. 1876. 54; II. 1887. 65.
Jokély, Gl. des s.w. Erzgebirges in Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 11.
v. Hochstetter, Gl. von Dilleu und Lindenberg, Böhmen, ebendas. VII. 1856. 483; des südl. Böhmerwaldes, ebendas. VI. 1855. 32.
Jokély, Gl. im Egerer Kreise, Böhmen, ebendas. VII. 1856. 404. 521.
K. v. Hauer, Gl. von Skworetitz, Böhmen, ebendas. VI. 1855. 704.
Dathe, Gl. vom Westabfall der Hohen Mense, Böhmen, Z. geol. Ges. XXXVI. 1884. 408.
v. Lasaulx, Gl. zwischen Freywaldau und Goldenstein, Mähren, N. Jahrb. f. Min. 1878. 841.
Becke, Gl. des Hohen Gesenkes (Altvatergebirges), Sitzgsber. Wiener Akad. CI. März 1892. 290.
Paul, Gl. aus dem Moldawathal, Bukowina, Jahrb. geol. R.-Anst. XXVI. 1876. 269.
Zuber, Gl. aus dem Quellgebiet des Czeremosz, ostgalizische Karpathen, Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 195.
Becke, Gl. im niederösterreich. Waldviertel, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 229.
Böhm, Gl. im Wechselgebirge. Niederösterreich, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 209.
Peters, Gl. Salzburgs, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 829.
Heinr. Credner, Gl. der Oberkärntner u. Salzburger Alpen, N. Jahrb. f. Min. 1850. 517.
v. Lasaulx, Gl. von Sterzing, Tirol, N. Jahrb. f. Min. 1872. 175.
Schönfeld u. Roscoe, Gl. von Brixen, Tirol, Annal. d. Chem. u. Pharm. XCI. 1854. 305.
Pichler, Gl. vom Kreuzjoch im tiroler Oberinnthal, Ztschr. f. Kryst. X. 1885. 446.
W. Salomon, Gl. des Mte. Aviólo-Gebiets, Adamellogruppe, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 506.
v. Foullon, Gl. des Arlbergtunnels, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXV. 1885. 446.
Cathrein, Staurolithgl. zwischen Oberinnthal u. Patznaun, N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 147.
v. Foullon, Gl. der Radstädter Tauern, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIV. 1884. 643; vgl. auch Vacek, ebendas. 613.

Geyer, Gl. von Murau, Obersteiermark, Verh. geol. R.-Anst. 1891. 113; der Seethaler Alpen, ebendas. 1890. 200.
O. Meyer, Gl. des St. Gotthardtunnels, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 4.
Stapff, Gl. des St. Gotthardtunnels, Geolog. Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels 1880. 43.
Zulkowski, Gl. vom Monte Rosa, Schweiz, Sitzungsber. Wiener Akad. 1859. 34 und 41.
Ettore Artini, Gl. s.ö. von Buccione, Orta-See, Giornale di miner., cristallogr. etc. III. 1892. 243.
C. Viola, Gl. im Centrum der Basilicata, Boll. com. geol. d'Ital. XXIII. 1892. 244.
Cross, Gl. von St. Brieuc, Côtes-du-Nord, Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 379.
Groth, Gl. von Allemont, Dauphiné, Sitzgsber. Münchener Akad. 1885. 381.
Lory, Gl. von Allemont, Bull. soc. géol. (3) IX. 1881. 662.
Coquand, Gl. des Dép. Var, Bull. soc. géol. (2) VI. 1849. 291.
Barrois, Gl. der Provinz Lugo, Galicia, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie, Lille 1882. 392.
Hj. Sjögren, Gl. mit Dipyr zwischen Langesundfjord u. Risör, Norwegen, Stockh. geol. Fören. Förh. VI. 1883. 447.
Kjerulf, Gl. von Näsodden bei Christiania, Journ. f. prakt. Chemie LXV. 1855. 119.
Stelzner, Zoisitgl. aus Norwegen; Die Sulitjelma-Gruben im nördl. Norwegen. Freiberg i. S. 1891. 15.
Gylling, Gl. aus dem n. Finnland (Kunsamo u. Paldamo), N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 164.
Kuhlberg, Gl. der Insel Åhlön, Finnland, Archiv f. d. Naturkunde Livlands u. s. w. (1) IV. 137.
G. Rose, Gl. des Urals, Reise nach dem Ural, II. 111. 533.
Becke, Gl. Thessaliens, Min. u. petr. Mitth. II. 1880. 37. Süd-Euboeas ebendas. 71.
F. Zirkel, Gl. aus Nevada u. Colorado, Microscop. petrography 40. Parallel, Washington 1876. 14. Sitzungsber. sächs. Ges. d. Wiss. 1877. 157.
Stelzner, Gl. aus Tucuman u. Mendoza, Argentinien, Beiträge z. Geologie d. Argentin. Republik. Cassel u. Berlin. 1885. 12. 16.
Benno Kühn, Gl. aus Argentinien, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 1891. 353.
Schwerdt, Gl. aus den Provinzen Schantung u. Liautung, n.ö. China, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 205.
Kotō, Gl. der Takanuki Series, Japan, Journ. college of sc., Imp. univ. Japan, Vol. V. P. III. 1892. 245.
Vélain, Gl. aus Ostsibirien, Küstenprovinz, Bull. soc. géol. (3) XIV. 1886. 141.
Wichmann, Granatgl. vom Matotschkin Scharr, Novaja Semlja, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 529.
Parran, Gl. der Gegend von Bona, Algier, Bull. soc. géolog. (3) XI. 1883. 504.
Wulf, Gl. des Herero-Landes, SW.-Afrika, Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 208.
Küch, Gl. des Kuilu- und Congo-Gebiets, Westafrika, Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 98. 114.
G. Rose, Gl. der Bergkette Paré, Gebiet des Kilimandscharo, Z. f. allgem. Erdkunde, Neue Folge XIV. 1863. 245.
Liebisch, Gl. vom Berg Baginse, Niam-Niam-Land, Centralafrika, Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 718.

An den eigentlichen Glimmerschiefer reihen sich noch einige sehr nahe verwandte Gesteine, welche nur als Abarten desselben zu betrachten sind.

Sericitglimmerschiefer (Sericitschiefer z. Th.).

Gesteine, frei von Feldspath oder ganz arm daran, in denen der gewöhnliche eigentliche Muscovit ersetzt ist durch deutlich hervortretende Membranen von dem feinfaserig-filzigen Habitus des Sericits. Der oft parallele Lagen und flache Linsen bildende Quarz besitzt manchmal ein etwas hornsteinähnliches Aussehen. Bisweilen sind silberglänzende Blättchen gewöhnlichen Glimmers und dunkle Chloritschüppchen eingewebt. Granat scheint constant zu fehlen. Dagegen erscheint oft eine geringe Beimengung von rhomboëdrischen Carbonaten. Namentlich verbreitet in den oberen Horizonten der archäischen Formation. Übergänge erfolgen in die mehr makroskopisch kryptomeren Sericitphyllite, gegen welche die Abgrenzung oft willkürlich ist, und in Sericitgneisse.

Wie überhaupt das Dasein des Sericits auf secundäres Hervorgehen deutet, so dürfte sich für Vorkommnisse auch dieser Schiefer bisweilen erweisen lassen, dass sie Umwandlungsproducte von mechanisch beeinflussten eruptiven feldspathführenden Massengesteinen oder von deren Tuffen darstellen. U. a. führt Teall an, dass in der Umgegend von St. Davids in Pembrokeshire in Verbindung mit den Dislocationen, welche den District betroffen haben, felsitische Tuffe in Sericitschiefer umgewandelt sind (Brit. Petrogr. 336).

In dem Complex der krystallinischen Taunusschiefer (S. 316) kommen petrographisch mehr oder weniger hierher gehörige »Sericitschiefer« vor. In den salzburger Alpen fand Lipold, bei Murau in Obersteiermark Rolle Gesteine, welche wohl hier unterzubringen wären (Jahrb. geol. R.-Anst. 1854. 201. 359). Andere, früher für Talkschiefer gehalten, wies Anton Koch als weitverbreitet südlich von Klausenburg nach, wo sie sowohl in der unteren als in der oberen Gruppe der krystallinischen Schiefer eine Rolle spielen (Jahresber. ungar. geol. Anst. für 1886. 58). — Bei den Sericitschiefern zwischen Aar- und St. Gotthard-Massiv bildet zufolge C. Schmidt der Sericit feinschuppige langgestreckte Flasern, untermengt mit grösseren Muscovitblättchen und an einzelnen Stellen angehäuften chloritischen Substanzen; innerhalb desselben werden bisweilen Überreste von Feldspath erkannt, die mitunter trotz ihrer Zersetzung noch Wirkungen des Gebirgsdrucks offenbaren. Auch zeigen sich neugebildete Albite. Quarz sammelt sich zu linsenförmigen langgestreckten feinkörnigen Aggregaten an. C. Schmidt hält dafür, dass ursprünglicher Biotit sich nicht nur in Chloritblättchen, sondern auch in grössere Muscovitblättchen umgesetzt habe.

Als Leukophyllit bezeichnete Starkl (Jahrb. geol. R.-Anst. 1883. 653) sericitähnliche weisse bis lichtgrüne Schiefer von der Anna-Kapelle n.w. von Wiesmath und von Ofenbach bei Frohsdorf an der Leitha in Niederösterreich. Das Hauptmineral, der Leukophyllit, bildet Blättchen und Schüppchen von 2,723 sp. Gew. mit 8,90 % MgO und nur 3,4 K_2O. Gewöhnlich enthalten diese Leukophyllite Quarz in kleinen Linsen und Streifen, gehen aber auch in quarzreichere Schiefer über. Zwischen Aspang und der Rosalienkapelle im Wechselgebirge werden die in den Gneissen vorkommenden Leukophyllitlagen geschlämmt und die Schüppchen als sog. Talk bei der Papierfabrikation benutzt (Vacek, Verh. geol. R.-Anst. 1889. 153).

Kalkglimmerschiefer.

Dem Glimmerschiefer reiht sich anhangsweise der Kalkglimmerschiefer an. Kalkspath und Quarz bilden bei demselben eine körnige Masse, in welcher parallel liegende Schuppen, Flasern und Membranen von bläulichgrauem oder silberweissem Glimmer vertheilt sind, wodurch eine meist sehr vollkommene dick- oder dünnschieferige Structur hervorgebracht wird, die stets ausgezeichneter ist als sie der eigentliche Cipollin zeigt. Der Quarz ist oft nur in sehr geringer Menge vorhanden und dann besteht das Gestein fast ausschliesslich aus körnigem Kalk und Glimmer. Das Verhältniss dieser letzteren Mineralien ist sehr wechselnd, so dass allgemein das Gestein zwischen Kalkstein oder glimmerhaltigem Kalkstein und Glimmerschiefer schwankt; je kalkreicher es ist, desto mehr scheint der Quarz zurückzutreten. Früher verwechselte man das Gestein häufig mit Glimmerschiefer, weil auf den Spaltungsflächen der Glimmer fast allein hervortritt. Die Kalkglimmerschiefer stehen einerseits mit Kalkphylliten in Verbindung, andererseits mit glimmerhaltigen Kalksteinen. Übrigens ist das Carbonat nicht immer reiner kohlensaurer Kalk, sondern auch Eisenoxydul- und Magnesiacarbonat haltiger Ankerit.

v. Holger fand in Kalkglimmerschiefern aus dem Kreise ob dem Manhartsberge bald 12 bald 81% $CaCO_3$, Hitchcock bestimmte für solche aus Massachusetts einen Kalkspathgehalt von 40—78%. Ein Kalkglsch. von Prettau im tiroler Pusterthal ergab nach A. v. Hubert 48,00 SiO_2; 13,53 Al_2O_3; 4,87 Fe_2O_3; 2,67 Mn_3O_4; 2,00 K_2O; 1,07 Na_2O; 1,73 H_2O; 22,67 $CaCO_3$; 3,20 $MgCO_3$; auch Cl und P_2O_5 (99,74) (Jahrb. geol. R.-Anst. I. 1850. 733); nach Trinker ist das spec. Gew. 2,814. Das Gestein braust natürlicherweise lebhaft mit Säuren und löst sich mit Hinterlassung eines glimmerigen und quarzigen Rückstandes. Bei sehr grossem Carbonatgehalt lässt das Gestein nach Behandlung mit HCl keinen zusammenhängenden Rückstand mehr, sondern einen ganz auseinanderfallenden. Anstatt des Glimmers treten häufig Blättchen und Schuppen von grünlichem Talk auf, es entstehen dann die sog. Kalktalkschiefer (Talkflysch z. Th. Studer). Accessorische Beimengungen sind Granat, Titanit, Turmalin, Hornblende und Strahlstein, Epidot, Zirkon, Magnetit, Graphit. Im Kalkglsch. des Bousson-Hügels im oberen Susathal liegt der schön apfelgrüne Cossait, welcher wohl dem Natronglimmer Paragonit nahe verwandt ist.

Diese Gesteine, welche stets eine deutliche Schichtung offenbaren, treten namentlich in den Alpen in mächtiger Entwickelung und weiter Verbreitung auf, wo sie Einlagerungen zwischen Glimmerschiefer, Gneiss und Chloritschiefer bilden. In der Tauernkette (z. B. in der Umgebung des Grossglockners) erscheint der Kalkglsch. vergesellschaftet mit Kalkstein und Glimmerschiefer in ausgedehnten Ablagerungen, reicht im Süden bis an die Drau und zeigt sich auch im Kapruner und Kalser Thal, im Gasteiner und Grossarler Thal, im Fusch- und Pfitschthal verbreitet. In Kärnten ist Kalkglsch. zwischen Friesach und Weissenstein an der Drau bis an den Hochpirkach ausgedehnt (Peters). v. Holger wies den von ihm seltsamer Weise als Blauschiefer bezeichneten Kalkglsch. im Kreise ob dem Manhartsberge in Öster-

reich nach. In den savoyischen Centralalpen erstrecken sich die Kalkglsch. und Kalktalkschiefer unter ähnlichen Verbandverhältnissen vom Mont Cenis an n. am Mont Blanc vorbei bis nach Martigny zu und setzen dann s. von der Rhone grossentheils die mächtigen walliser, weiterhin auch die graubündner Alpen zusammen. — Sehr quarzarme Kalkglsch. erscheinen im s.w. Ungarn n. von Steinamanger in drei Zügen: längs des Günsflusses bis gegen Poschendorf; s. von Lockenhaus bis in die Nähe von Rechnitz; bei Kohlstätten und weiter w. davon (Stoliczka). — Der schön grüne, übrigens wohl den jüngeren krystallinischen Schiefern zuzurechnende Kalkglsch. vom Pentelikon bei Athen wird gebildet aus 1 cm dicken Lagen von körnigem Calcit, welche ziemlich reich an körnigen Quarzaggregaten mit einzelnen Orthoklasen sind und zwischen denen grüne Flasern liegen, welche aus fast farblosem Phlogopit und intensiv grünem Biotit bestehen; accessorisch kleine Turmaline und wahrscheinlich Epidot (Becke; vgl. auch Lepsius, Geol. von Attika, Berlin 1893. 114). — Quarzreiche Kalkglsch. aus dem Baba-Dagh im n.ö. Karien (mit Muscovit, Biotit, auch Feldspath, Granat, Rutil, Turmalin und Kohlesubstanz) enthalten in einzelnen Gesteinsblättern reichlich farblose rhomboëdrische Carbonate mit Ca, Mg, Fe (Ankerit) und gehen in ankeritführende Amphibolite mit blaugrüner Hornblende über (v. Foullon, Verh. geol. R.-Anst. 1890. 111). — Kalkglsch. von Reïs Rapid im Kuilugebiet (Westafrika) besteht aus langgestreckten linsenförmigen Partieen von feinkörnigem Quarz und reichlichem Calcit, welche flaserig von einem Quarz-Glimmer-Eisenglanz-Gemenge umschlungen werden; u. d. M. noch Rutil und etwas Turmalin (Becke). — Schon früh (1833) hatte Hitchcock diese Gesteine in den Glimmerschiefergebirgen am w. Ufer des Connecticut in Massachusetts aufgefunden.

Saussure charakterisirte das Gestein zuerst unter dem Namen Schiste micacé calcaire. Voyages dans les Alpes § 996 und § 1234.
Russegger, Baumgartner's Zeitschrift I. 1832. 363, beschrieb den Kalkglsch. aus der Rauris als eine eigenthümliche Gneissvarietät.
v. Holger, Zeitschrift für Physik von v. Holger. VII. 13.
Studer, N. Jahrb. f. Min. 1840. 209.
v. Klipstein in Karsten's u. v. Dechen's Archiv XVI. 1842. 702.
Heinrich Credner, N. Jahrb. f. Min. 1850. 517.
Schlagintweit, Untersuchungen über d. physik. Geogr. d. Alpen. 1850. 229. 232.
Peters, Kgsch. zwischen Mühlbach- u. Kapruner Thal, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 789; in Kärnten, ebendas. VI. 1855. 511.
v. Foullon, Kgsch. der Radstädter Tauern, ebendas. XXXIV. 1884. 650.
O. Meyer, Kgsch. des St. Gotthardtunnels, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 16.
Stoliczka, Kgsch. des südwestl. Ungarns, Jahrb. geol. R.-Anst. XIII. 1863. 3.
Becke, Kgsch. vom Pentelikon, Min. u. petr. Mitth. II. 1880. 60.
Küch, Kgsch. des Kuilugebiets, Westafrika, ebendas. VI. 1885. 100.

Amphilogitschiefer nannte Schafhäutl den früher zum Talkschiefer gerechneten grünlichweissen, feinschuppigen, etwas fettig anzufühlenden kalkhaltigen Glimmerschiefer des Zillerthals in Tirol, welcher nur 40,70% SiO_2 enthält; ausserdem 18,15 Al_2O_3, 5,25 Fe_2O_3, 22,74 $CaCO_3$, 11,16 K_2O, 1,23 Na_2O, 0,60 H_2O (99,83); spec. Gew. 2,753.

Ein schieferiges Gemenge von feinkörnigem Dolomit mit Glimmerschüppchen, auch Quarzpartikelchen fand Scheerer auf einer Wanderung über den Lukmanier-Pass durch das Val Zura nach dem Val Blegno (Berg- u. hüttenm. Zeitg. 1855. Nr. 13. 111; N. Jahrb. f. Min. 1855. 468); es ist dies demnach ein Dolomitglimmerschiefer.

Paragonitschiefer.

Ein heller Glimmerschiefer, welcher statt des Muscovits den entsprechenden Natronglimmer Paragonit (I. 341) enthält, in der Regel reich an accessorischen Mineralien, namentlich an Cyanit, Staurolith, Rutil.

An der Südseite des St. Gotthard finden sich zwei auch in den Mineraliensammlungen verbreitete Vorkommnisse; der fast weisse Schiefer vom Monte Campione bei Faido mit den schönen blauen Cyanitkrystallen, welcher u. d. M. auch spärlich dunkle Glimmerblättchen enthält; der genaue Fundpunkt ist zufolge Studer (N. Jahrb. f. Min. 1855. 182) auf der Alp Sponda, etwa 1600 m oberhalb Cheronico, am Südfuss des Pizzo Forno. Sodann der etwas dunklere Schiefer aus der Umgegend von Airolo, welcher die zahlreichen grossen Staurolithe und Cyanite (auch Granat) führt; u. d. M. sieht man in dem letzteren Gestein noch Biotit, Eisenglanz, Rutil, Epidot; die Cyanite sind frei von Einschlüssen, die Staurolithe sehr reich daran, namentlich an Quarzkörnern; vgl. auch die älteren Angaben von v. Lasaulx im N. Jahrb. f. Min. 1872. 836. Schafhäutl's Analyse des Schiefers ergab: 50,20 SiO_2, 35,90 Al_2O_3, 2,36 Fe_2O_3, 8,45 Na_2O, 2,45 H_2O (kein CaO, MgO, K_2O); spec. Gew. = 2,778.

Auf der Westseite der Insel Syra erscheint eine Einlagerung von Paragonitsch. im Glimmerschiefer, ganz ähnlich dem von Airolo, auch mit denselben Cyaniten und Staurolithen, ausserdem noch Cordierit; neben dem Paragonit kommt auch »ein weisser Glimmer« und ein brauner vor; u. d. M. noch Rutil (Luedecke, Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 266). — Aus dem s.w. Theil des Distrikts von Nischne-Issetsk im Ural, am Bach Krutoj-Kljutsch am linken Ufer der Kamenka, findet sich nach Arzruni, dem Chloritschiefer eingelagert, ein äusserst fein- und verworrenblätteriger Paragonitsch. von schwach gelblicher Farbe, bald ganz rein, bald mit ausserordentlich reichlichen, stark glänzenden farblosen Kryställchen, welche sich durch einen Theil ihrer Eigenschaften dem Epidot, durch einen anderen dem Zoisit, mehr aber doch dem letzteren nähern; auch Chromturmalin findet sich im Paragonit; u. d. M. noch etwas Eisenglanz, Zirkon; an der Spornaja Gora noch mikroskopischer Rutil. Auf die Paragonitnatur des Hauptminerals wird aus einer Analyse von Cossa geschlossen, welche ergab: 46,39 SiO_2, 35,51 Al_2O_3, 2,55 CaO, 4,20 H_2O; Alkalien aus dem Verlust 11,35 ($Na > K$) (Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 680).

Chloritoidschiefer.

Während in den sonst Chloritoid führenden Schiefern das Mineral von Glimmer begleitet wird, und dieselben daher vorwiegend entweder Chloritoidglimmerschiefer oder Chloritoidphyllite darstellen, beschrieb Cathrein ein am Ausgang der Liechtenstein-Klamm im Grossarlthal bei St. Johann im Pongau (Salzburg) gefundenes Geschiebe, welches neben reichlichem Chloritoid gar keinen Glimmer enthält und daher auch keinen phyllitischen Habitus besitzt. Zahlreiche

schwärzlichgrüne, halbmetallisch bis harzig glänzende Blättchengruppen des Chloritoids von ca. 1 mm Durchmesser treten hervor aus einer gelblichweissen, feinkörnigen Masse, welche von wasserklaren Quarzkörnchen und parallel gerichteten Streifen von Rutil- und Titanitkörnchen durchzogen wird. Die Zusammensetzung wurde berechnet zu: 63,98 Chloritoid, 30,16 Quarz, 4,03 Rutil und Erz, 1,83 Titanit. Graphit und namentlich auch Glimmer fehlt gänzlich, weshalb das Gestein sich von dem Chloritoidglimmerschiefer entfernt (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 331).

Mit diesem Chloritoidschiefer von Grossarl vergleichen Duparc und Mrazec einen chloritoidhaltigen Schiefer von Lainiciu im Juil-Thal, District von Gorjiu in den rumänischen Südkarpathen (Comptes rendus, 13. März 1893). Auch im Massiv von Vanoise (Savoyen) kommen nach Termier hierher gehörige Gesteine vor. — Anhangsweise mag noch genannt werden ein aus Chloritoid, Quarz und Granat bestehender, blassrosa und grau gebänderter Schiefer von Naku-Misaka im Abukuma-Plateau, Japan (Kotō, Journ. coll. sc., Imp. univ. V. (3) 1892. 270).

Phyllit.

(Thonglimmerschiefer, Urthonschiefer, Ardoise, Phyllade.)

Der Phyllit ist ein ausgezeichnet schieferiges Gestein von meist kryptokrystallinischer, mitunter aber auch deutlich mikrokrystallinischer Structur, im äusseren Ansehen die Mitte einnehmend zwischen Glimmerschiefer und dem gewöhnlichen sedimentären Thonschiefer. In den meisten Fällen kann man noch erkennen, dass glimmerartige Mineralien den Hauptbestandtheil bilden, und namentlich solche sich dem Glimmerschiefer nähernde Gesteine sind es, welche man Phyllite genannt hat. Die Farbe derselben ist vorwiegend graulich und zwar grünlichgrau und bläulichgrau; die mehr thonschieferähnlichen Phyllite haben meist hellgrünliche bis lichtgraue Farbe; bei reichlicherem Vorkommen von opaken Eisenglanzkörnchen entstehen dunkelgraue oder dunkelbläulichgraue Abänderungen; nimmt auch der Chlorit an Menge zu, so wird die Farbe dunkelgraugrün; tritt der Eisenglanz in zahllosen winzigen, röthlich durchscheinenden Blättchen auf, so wird die Farbe violett; kohliger Staub in Menge bedingt schwarze Farbe nnd letzteres ist bisweilen derart der Fall, dass alaunschieferähnliche Abarten entstehen. Die Spaltungsflächen haben gewöhnlich deutlich seidenartigen oder perlmutterartigen Glanz, manchmal sogar glänzen sie fast halbmetallisch; nur selten sind sie blos schimmernd.

Schon bevor die mikroskopische Untersuchung über die mineralogische Zusammensetzung der Phyllite Klarheit verschaffte, war man auf anderen Wegen zu nicht unrichtigen Anhaltspunkten darüber gelangt. An unzähligen Stellen lagen die allerdeutlichsten allmählichen Übergänge aus Glimmerschiefer in Ph.

vor, welche man Schritt für Schritt beobachten konnte, und welche zu der Annahme berechtigten, dass die beiden Gesteine mineralogisch nicht sehr erheblich, sondern namentlich nur durch die Grösse der Gemengtheile verschieden seien. So galt der Ph. als ein Glimmerschiefer, dessen Bestandtheile zu makroskopisch-kryptokrystalliner Beschaffenheit herabgesunken seien, oder der Glimmerschiefer als ein Ph., dessen feiner Mineralgehalt eine deutlich krystalline Entwickelung erlangt habe.

Nachdem Frick im Jahre 1835 thonschieferartige Gesteine von Goslar am Harz, von Bendorf bei Coblenz und von Lehesten in Thüringen in einen durch HCl zersetzbaren und einen dadurch nicht zersetzbaren Antheil getrennt hatte, unternahm Sauvage 1846 eine Reihe von Analysen echter Phyllite der Ardennen (von Deville, Rimogne, Monthermé, Fumay und Charleville), aus welchen sich auch für die mineralogische Zusammensetzung höchst werthvolle Aufschlüsse ergaben, indem die einzelnen, durch verschiedene Säuren zersetzbaren und unzersetzbaren Antheile gesondert untersucht wurden. Zuvörderst zog er den etwa in den Schiefern enthaltenen fein vertheilten Magnetit aus und behandelte sie alsdann mit HCl; dadurch wurden sie entfärbt und es löste sich ein chloritartiger Gemengtheil auf; der Rückstand wurde mit concentrirter SO_3 übergossen, welche denselben theilweise auflöste; die Lösung war ein glimmerartiger Gemengtheil, während der noch bleibende unlösliche Rückstand aus Quarz und einigen feldspathigen Theilen bestand. Die mineralogischen Resultate aus diesen Untersuchungen sind:

1) Die Ardennenschiefer bestehen wesentlich aus einem, durch HCl zersetzbaren chloritartigen Mineral, einem durch SO_3 zersetzbaren glimmerartigen Mineral und aus Quarz. Es enthielten z. B.:

	Zersetzbar durch Salzsäure	Zersetzbar durch Schwefelsäure	Unzersetzbarer Rest
Schiefer von Deville	12,36	43,34	44,30
» » Monthermé . . .	21,59	45,49	32,92
» » Charleville . . .	27	30	43
» » Fumay	15—20	50	25—30

2) Der chloritartige Gemengtheil tritt als ein höchst feiner graublauer und graugrüner Staub auf, welcher die übrigen Bestandtheile durchdringt und zugleich mit etwas Fe_2O_3, Mn_2O_3 und organischer Materie die Farbe des Gesteins bedingt; seine Menge schwankt in runden Zahlen zwischen 10 und 30 %. Die Zusammensetzung der durch HCl zersetzbaren Gemengtheile ist z. B. folgende:

	Deville	Rimogne	Fumay	Charleville
Kieselsäure	25,73	27,64	27,70	29,29
Thonerde	17,80	15,95	18,82	21,73
Eisenoxyd	8,25	—	8,88	—
Eisenoxydul	15,29	28,29	15,20	21,91
Manganoxydul . . .	2,43	—	—	1,71
Kalk	—	2,30	—	1,02
Magnesia	15,13	12,21	7,80	10,60
Kali	1,29	1,45 }	—	0,89
Natron	—	— }		
Wasser.	14,08	12,16	21,60	12,85
	100,00	100,00	100,00	100,00

3) Der glimmerartige Gemengtheil (hauptsächlich wasserfreies Thonerdesilicat) erscheint in der Gestalt kleiner glänzender Blättchen und seine Menge beträgt 30 bis 50 %.

4) Der Quarz, einschliesslich der geringen Menge von feldspathigen Theilen, bildet 25 bis 45 % des ganzen Gesteins.

Im Allgemeinen können nach den mikroskopischen Untersuchungen der letzteren Zeit Muscovit, Biotit, Quarz, Chlorit, Feldspath, Eisenerze als Gemengtheile der Phyllite genannt werden, wenn diese auch nicht allemal zusammen vorkommen. Bisweilen treten einzelne dieser Mineralien makroskopisch porphyrähnlich aus der Schiefermasse hervor, namentlich Glimmer, Quarz oder Feldspathe. Wenn man auch oft sagt, dass der Ph. ein aphanitischer Glimmerschiefer sei, so ist doch nicht zu vergessen, dass das Chloritmineral hier eine viel grössere Rolle spielt als im eigentlichen Glimmerschiefer und dass auch der Feldspath sich wohl in grösserer Menge zu betheiligen pflegt. Bemerkenswerth ist noch im Gegensatz zu dem eigentlichen Thonschiefer, dass unzweifelhaft klastische Beimengungen im normalen Ph. durchaus zu fehlen scheinen.

Der Glimmergemengtheil ist manchmal eigentlicher Muscovit, sehr häufig aber auch sericitartig (Sericitphyllit); er zeigt sich oft zu Membranen und schuppigen Anhäufungen verwoben. Vielleicht ist die Vermuthung von Goetz nicht ungerechtfertigt, dass manche der lamellaren Mineralien in den Ph.en kein reiner Muscovit, sondern ein äusserst feines Gemenge von Muscovit mit Chloritfasern seien. Die Schiefer von Fumay und Monthermé enthalten nach Sauvage ein Glimmermineral, welches seiner Zusammensetzung nach den Paragoniten sehr ähnlich ist, in denen von Rimogne und Deville nähert sich dasselbe mehr dem Damourit; zu bemerken ist jedoch, dass diese Glimmer sich durch SO_3 zersetzen lassen und sich durch diese Eigenschaft mehr dem Magnesiaglimmer anschliessen, indem der gewöhnliche Kaliglimmer durch SO_3 nicht zersetzbar ist.

U. d. M. bildet der Quarz theils kleine, mit dem Chlorit und Glimmer eng vergesellschaftete unregelmässig begrenzte Körnchen, theils mehr langgestreckte winzige Linsen, welche in quarzreichen Varietäten so dicht gedrängt liegen, dass die glimmerige Phyllitmasse sich nur noch in dünnen Häuten zwischen ihnen hindurchwindet. Tritt der Quarz makroskopisch hervor, und erscheinen dann auch auf den Spaltflächen grössere Glimmerblättchen, so spricht man von glimmerigen Quarzphylliten, welche natürlich dem Glimmerschiefer schon sehr nahe stehen. Linsen, Nester, Wülste und Adern von Quarz bilden wie im Glimmerschiefer so auch namentlich hier ausserordentlich häufige accessorische Bestandmassen von oft ziemlich bedeutendem Umfang, in deren Begrenzung die Schieferung des Gesteins gewöhnlich in manchfacher Weise verdrückt, gewunden und gestaucht erscheint. Nach Küch finden sich in westafrikanischen Ph.en Quarzlinsen in den durch die Stauchungen und Krümmungen des Schiefers hervorgebrachten Hohlräumen. Winden sich Lamellen und Blätter der glimmerglänzenden Phyllitmasse um Knoten und Linsen von Quarz, so entsteht eine ausgezeichnet grobflaserige Structur. — In den Quarzknoten sind bisweilen, ähnlich wie im

Glimmerschiefer, allerlei Mineralien eingewachsen, hier namentlich Orthoklas und Chlorit (wie z. B. im Erzgebirge); bei den Tellerhäusern unfern des Fichtelbergs im Erzgebirge sitzen Axinite in den Drusenräumen der Quarzknauer der Phyllitgneisse; derbes Titaneisen im Quarz des Ph. aus dem Flaggerthal bei Mittewald beobachtete Pichler (N. Jahrb. f. Min. 1871. 54); die Quarznester in den Quarzph.en der innsbrucker Gegend führen grossspäthigen erbsengelben Eisendolomit und Chlorit (Pichler und Blaas).

In den sog. Quarzphylliten (Stache, Jahrb. geol. R.-Anst. XXIV. 1874. 153), welche u. a. in den tiroler Alpen weit verbreitet sind, wechseln phyllitische mit mehr quarzigen Lagen.

Der durch HCl zersetzbare chloritische Antheil ist eine grüne, deutlich pleochroitische Substanz, welche theils winzige Linsen bildet, die sich den Glimmerlamellen concordant einfügen, theils auch in unregelmässigen Schüppchen und Blättchen auftritt, welche nicht selten die Schieferung durchqueren. Auch die chloritischen Schuppen sind oft mit Glimmerlamellen durchwoben. In Querschnitten der Linsen sieht man vielfach eingewickelte Quarzkörnchen. Übrigens ist die in vielen Präparaten sehr reichlich auftretende grüne Substanz wohl nicht immer lediglich als Chlorit zu betrachten, sondern, wie sich aus deren theilweiser Widerstandsfähigkeit gegen kochende HCl ergibt, wahrscheinlich auch als grüner Glimmer aufzufassen. — In einem dunkelgrauen dünnschieferigen Ph. vom Fluss Witim in Ostsibirien beobachtete v. Miklucho-Maclay zweierlei Chlorite: der sich an den Flasern betheiligende Chlorit ist fast farblos mit einem leichten Stich ins grünliche, schwachem Pleochroismus zwischen farblos und grünlich, hellen Interferenzfarben und zeigt bisweilen rosettenartig angeordnete Blättchen; der Chlorit der quarzigen, von den Flasern umhüllten Linsen ist deutlich grün, hat stärkeren Pleochroismus zwischen hellgrün und grün und sehr niedrige Interferenzfarben; beide gelatiniren mit heisser HCl. Im Fichtelgebirge gehen durch Anhäufung des chloritischen Gemengtheils sog. Fleckschiefer (Gümbel) hervor.

Gümbel schlug vor, den chloritischen Gemengtheil Phyllochlorit, den glimmerig-sericitischen Promicit zu nennen.

Die vielfach etwas unregelmässig vertheilten Feldspathe scheinen sowohl quantitativ als qualitativ recht zu schwanken. Unter ihnen kommt Orthoklas, häufiger Plagioklas vor. Treten sie theilweise als makroskopische Individuen in der Phyllitmasse hervor, so liefert dies den Begriff des Feldspathphyllits, welcher in den gewöhnlichen Phyllit verläuft. In den Ph.en des Fichtelgebirges und des ostbayerischen Grenzgebirges scheint nach den Angaben von Gümbel der vorwaltende Feldspath Orthoklas zu sein, Plagioklas nur selten vorzukommen. — Die triklinen Feldspathe sind hier namentlich gern als einfache Individuen oder als einfache Zwillinge ausgebildet und dann nur durch den einspringenden Winkel der letzteren oder durch die Auslöschung in Spaltblättchen oder durch die chemische Analyse als solche zu erkennen und von Orthoklasen auseinanderzuhalten. Häufig erscheinen die Feldspathe u. d. M. unregelmässig begrenzt oder wie zerfressen umrandet; die Chlorit- und Glimmerflasern schmiegen sich bald um die

Feldspathkörner herum, bald stemmen sie sich gegen dieselben an. In den Feldspathen der Ph.e werden als mikroskopische Einlagerungen häufig Turmalin und Rutil, seltener Epidot, Titanit oder Glimmer wahrgenommen. In den bis 2 mm grossen, sehr reichlichen Feldspathkörnchen eines lagenartig im Kalkschiefer von Plaue (n. von Augustusburg) auftretenden Ph. bilden gelbliche Rutilnädelchen ein ausserordentlich dichtes inneres Haufwerk, welches nur eine schmale einschlussfreie und wasserhelle Feldspathrandzone übrig lässt (Sauer, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 232).

Grössere trikline Feldspathe haben sich auf Grund mancher Untersuchungen als Albit oder wenigstens dem Albit sehr nahestehend erwiesen und man spricht daher von Albitphylliten; sie scheinen namentlich in den liegenden Partieen der Phyllitformation vorzukommen. So müssen nach den bisherigen Ermittelungen die Krystalle aus den Feldspathphylliten des Erzgebirges als Albite gelten; die oft noch glasglänzenden bis erbsengrossen Körner bilden einfache Leisten, einfache, auch polysynthetisch lamellirte Zwillinge von dem spec. Gew. 2,608—2,62; eine Analyse von Caspari (aus dem Ph. der Sect. Burckhardtsdorf) ergab 64,32 SiO_2, 23,00 Al_2O_3 nebst Spur Fe_2O_3, 1,20 CaO, 0,61 K_2O, 11,70 Na_2O, darnach einen etwas CaO und K_2O haltigen Albit. Die Analyse eines anderen Albits (durch Dalmer, von der Sect. Lössnitz) lieferte 69,09 SiO_2 (aus dem Verlust bestimmt), 19,01 Al_2O_3, 1,79 K_2O, 10,11 Na_2O. Diese Albitph.e des Erzgebirges führen im Allgemeinen Muscovit, Körner und Flasern von Quarz, Chlorit, Hornblende, Biotit, Turmalin, Granat, Apatit, Rutil, Magnetit, Titanit, Eisenglanz, Eisenkies, Calcit. Auf Sect. Burckhardtsdorf gehen dieselben durch Vermehrung der Hornblende in Feldspath-Amphibolschiefer über.

Wenn in den quarzigen Feldspathphylliten die Plagioklase an Menge und Grösse so zunehmen, dass die Phyllitmasse stark zurückgedrängt wird und nur noch dünne Flasern zwischen den Feldspathen und Quarzen bildet, so werden die Gesteine oft als Phyllitgneiss bezeichnet. Der Name ist insofern nicht ganz gerechtfertigt, als derlei Gesteine geologisch gar nicht zur Gneissformation gehören; er soll wohl nur an die allgemeine äusserliche Ähnlichkeit mit Gneissen erinnern, in denen gewissermassen die Glimmermembranen durch Phyllitflasern ersetzt sind. Ist auch die Bezeichnung Gneissphyllit am Ende correcter, so lässt sich doch nicht leugnen, dass diese Gesteine petrographisch auch wenig mehr mit den eigentlichen Phylliten zu thun haben. Der sog. Phyllitgneiss des Fichtelgebirges und ostbayerischen Grenzgebirges (z. B. zwischen Goldkronach und Weissenstadt; n. von Waldsassen; s.w. von Redwitz; n. von Erbendorf) besteht aus Flasern, Streifen oder Blättchen von Phyllitmasse (auch Sericit), Linsen oder körnig-krystallinen Lagen von Quarz und Feldspath (meist Orthoklas, z. Th. natronreich), welcher gewöhnlich Knötchen bildet, oder eng mit Quarz zu schmalen Lamellen verwachsen ist; accessorisch Magnetit, Eisenkies, Glimmer, Chlorit, Hornblende, auch wohl Turmalin, Zirkon (Gümbel). In dem w. österr. Schlesien ist der Phyllitgneiss v. Camerlander's ein ziemlich dünnschieferiges plattiges graugrünes Gestein von nicht immer makroskopisch-phaneromerer Zusammensetzung

mit reichlichem, lagenweise vertheiltem grünlichem Muscovit, seltener Biotit und Chlorit; ganz regellos sind darin grössere Muscovitblättchen vertheilt, auch ist das Gestein von Putzen und Nestern von Chlorit durchzogen sowie regellos von Quarz- und Pegmatitlinsen durchschwärmt. Manchmal treten grosse, schön ausgebildete Feldspathkrystalle hervor (meist wohl Albit), welche im Gegensatz zu denen der alten Sudetengneisse überreich an eingeschlossenen Epidoten und lichten Muscovitschüppchen sind (Verh. geol. R.-Anst. 1886. 332). — Gneissphyllit nennt Jokély Gesteine aus dem Saazer Kreis, aus der Gegend ö. von Göhren u. s. w., in denen dünne Lagen von Phyllit oder von Glimmer mit rothen Feldspathlagen abwechseln. — Bisweilen erscheinen glimmerarme Quarzfeldspathgemenge von feinkörniger bis dichter Structur als locale Modificationen der Phyllitmasse.

Von den Erzen spielen die Hauptrolle Eisenglanz und Magnetit. Der Eisenglanz erscheint u. d. M. bald als grössere opake Körnchen, bald als röthlich durchscheinende Blättchen; es gibt Ph.e, welche so von Eisenglanzblättchen strotzen, dass sie bläulichroth oder dunkelviolett oder bläulichschwarz aussehen, mit fast metallischem Schimmer. Auch der Magnetit tritt nur selten makroskopisch hervor, wie in den an Oktaëdern und krystallinischen Körnchen reichen, von Dumas Schistes aimantifères genannten Ph.en der Ardennen bei Monthermé und Deville; die Oktaëder sind in die Länge gezogen und deutlich vertheilt nach parallelen Linien in der Richtung ihrer grösseren Axen.

Der enge Zusammenhang, in welchem Phyllit mit Glimmerschiefer steht, bringt es mit sich, dass auch die accessorischen Gemengtheile im Grossen und Ganzen einander ähneln, wenngleich die Ph.e im Allgemeinen viel ärmer daran zu sein pflegen.

Turmalin, bisweilen dem blossen Auge sichtbar oder fast makroskopisch, mikroskopisch sehr weit verbreitet (vgl. darüber zuerst F. Z. im N. Jahrb. f. Min. 1875. 628); z. B. im sächsischen Erzgebirge in den unteren Ph.en, welche den oberen hellen Glimmerschiefer unmittelbar überlagern; im Ph. von Fuchsmühl und Wiesau im Erzgebirge; in Böhmen bei Skrkawsky Skaly im südlichen Gebirgszug an der Iser zwischen Turnau und Bidschow; vielverbreitet in den Ph.en von Innsbruck als gelblichbraune bis grünliche Kryställchen, bis etwa 0,3 mm gross, mit ausgezeichnetem Hemimorphismus und Einschlüssen von Rutilnädelchen (Pichler und Blaas); hemimorphische Säulchen bis 0,025 mm dick in westafrikanischen Ph.en (Küch). Grössere Turmaline sind bisweilen durch kohligen Staub geschwärzt.

Rutil (vgl. darüber zuerst Sauer im N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 227, auch Cathrein ebendas. 169) ist wohl in den allermeisten Ph.en als kleine zarte nadelförmige Mikrolithen, als etwas kräftigere gelbliche Säulchen, als knie- oder herzförmige Zwillinge, als sternähnliche Aggregate oder als gitterförmige sagenitartige Verwachsungen von mikroskopischer Kleinheit zugegen, wie es scheint häufiger in den etwas thonschieferartigen Ph.en als in den mehr dem Glimmerschiefer ähnelnden; sehr hübsch z. B. in denen von Adorf im Erzgebirge, in

denen der insbrucker Gegend. Der Rutil liegt meist auf den Schieferungsflächen regellos verstreut, oder in den Flasern eingebettet; auch die Ebene der Sagenitaggregate pflegt mit der Schieferung zusammenzufallen. In ostsibirischen Ph.en beobachtete v. Miklucho-Maclay aber auch, dass der Rutil als regellos stengelige Aggregate die Quarzlinsen umhüllt. Die rundlichen hellgelben Fleckchen von mitunter 0,5 mm Durchmesser, welche der hellgrane Schiefer von Husselhof (Gegend von Innsbruck) stellenweise so gehäuft enthält, dass das Gestein einen entschiedenen Stich ins Gelbe gewinnt, sind u. d. M. gestrickte Aggregate von Rutil (Pichler und Blaas); auch sonst beobachtet man wohl den Rutil streifen- und fleckenweise so dicht geschaart, dass solche Partieen bei schwacher Vergrösserung wie trübe gelbliche Flecken erscheinen.

Hornblende ist z. B. in manchen Ph.en des Erzgebirges vorhanden, namentlich in den feldspathhaltigen, in den normalen Gesteinen verhältnissmässig seltener; z. B. in den sog. Phyllitgneissen der Sect. Wiesenthal, in den Ph.en von Redwitz, Zwergau und Ebnath im Fichtelgebirge; nach Gümbel werden im Fichtelgebirge Garbenschiefer durch Hornblendebüschel hervorgebracht. Dunkelgrüne kleine, sehr pleochroitische Nädelchen im Ph. von Recoaro scheinen Gümbel zur Hornblende zu gehören. Pichler erwähnt mit Graphit erfüllte Büschel von Tremolit im schwarzen Ph. vom Pfitscherjoch. — Langgestreckte schmale Schmitze von dunkelblauem Glaukophan liegen nach Becke in dem Phyllitgneiss vom rechten Salamvria-Ufer w. von Babá in Thessalien.

Andalusit, z. B. im Phyllit vom Katharinenberg bei Wunsiedel und bei Wintersberg im Fichtelgebirge; bei Mankowa und Gurban Schiwar im Nertschinsker Bergrevier (am ersteren Orte bis $1\frac{1}{2}$ Zoll lang). Andalusitphyllit (ebenfalls kein Product des Contactmetamorphismus) beschreibt Götz vom Mont Maré im n. Transvaal; die Gesteine bestehen aus Quarz (mit Einschlüssen von Zirkon, Apatit und spärlichem Glimmer), Muscovitblättchen, unregelmässig begrenzten Partieen von farblosem unpleochroitischem Andalusit (mit Rutilmikrolithen und Glimmerblättchen), accessorisch Rutil, sehr spärlich Ottrelith (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1885. 153, auch 1887. I. 211). Hierher gehören auch wohl die sog. Andalusite-Schists aus Aberdeenshire, phyllitische Schiefer, bestehend aus braunem und grünem Glimmer sowie Quarzkörnern, mit einzelnen deutlichen Andalusitprismen und kleinen Knötchen, welche von einer nicht polarisirenden sehr feinkörnigen Masse, vermengt mit Glimmer und Quarz, zusammengesetzt werden sollen; diese Schiefer entwickeln sich nach der Angabe aus gemeinem Thonschiefer (John Horne, Min. Magaz. VI. 1884. 98). — Auch ist Chiastolith in Ph.en bekannt, ohne dass hier ein contactmetamorphisches Product am Granit vorliegt, z. B. bei Grossensees und bei Allerheiligen unweit Wernersreuth im ostbayerischen Grenzgebirge (Gümbel); dunkle seidenglänzende Chiastolithphyllite mit bis centimeterlangen, beiderseits zugespitzten Chiastolithsäulchen stellen sich local in den Phylliten westlich von Lobsdorf in Sachsen ein (Credner). — Vom Brennerpass erwähnt Pichler Phyllit mit Rhaeticit und Rutil (Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 300).

Granat, allerdings bei weitem nicht so häufig wie im Glimmerschiefer; z. B. in der unteren Abtheilung der erzgebirgischen Phyllitformation, bei Brixen in Tirol, im phyllitischen, von Gümbel sog. Düpfelschiefer bei Pechtnersreuth im ostbayer. Grenzgebirge, bei Hyères in der Provence; auf Sect. Schellenberg-Flöha (Sachsen) granatführende glimmerige Feldspathphyllite, in denen der Granat selbst bis 2 mm gross und lagenweise angereichert ist. — Staurolith im Ph. ober dem heiligen Wasser bei Innsbruck erwähnt Pichler (N. Jahrb. f. Min. 1871. 55); ferner in Findlingsblöcken zwischen Egerdach und Hall in Tirol, mit Granat, Graphit, Biotit.

Titanit wird nur selten gefunden. — Epidot constant als mikroskopische wohl primäre Einlagerung in frischen Feldspathen und Biotiten der sog. Phyllitgneisse auf Sect. Wiesenthal (Sauer); nach Roth wohl in dickschieferigen, an Quarzkörnern reichen Ph.en Niederschlesiens. — Ein falunitartiges Mineral wird von Jokély in den Ph.en der Gegend von Konradsgrün und Alt-Kinsberg im Egerer Kreise erwähnt. — Apatit nicht eben häufig, z. B. bisweilen in grösserer Menge (Säulchen von 0,05 bis 0,1 mm Dicke) nach Pichler und Blaas in Quarzphylliten von Innsbruck; in einigen Ph.en aus dem nördl. Transvaal (nach Götz). — Zirkon, mehrmals gefunden, z. B. in den Quarzphylliten des Mte. Aviólo-Gebiets (Adamellogruppe) nach W. Salomon. Eisenkies in Würfeln, oft schon makroskopisch, häufig unter scharfer Erhaltung der Form in Eisenoxyd umgewandelt.

Carbonate sind in den eigentlichen Phylliten (abgesehen von den daran reichen Kalkphylliten, vgl. darüber später) jedenfalls nicht häufig. Pichler und Blaas erwähnen sehr scharfkantige Rhomboëderchen von Dolomit, manchmal grösser als 0,1 mm, oft in grosser Zahl im Glimmer, namentlich im Quarz eingeschlossen, im Quarzph. der Gegend von Innsbruck, auch in gewissen Varietäten späthigen Calcit in Streifen und Linsen. Die körnigen Kalklager, welche dem Zaunhaus-Rehefelder Phyllitgebiet im Erzgebirge eingeschaltet sind, stehen mit letzterem dadurch in innigem Verband, dass der Ph. auf der Grenze nicht selten dünne Kalkschmitzchen oder fein beigemengten Kalk führt (Dalmer, Sect. Altenberg-Zinnwald 1890. 13). Die sehr chloritarmen Ph.e Thessaliens führen Calcit. In einem grauen, deutlich schieferigen Ph. vom Fluss Witim in Ostsibirien beobachtete v. Miklucho-Maclay eine sehr gleichmässige aber regellose Vertheilung von einsprenglingsartig hervortretenden schwarzen Krystallen und Körnern von Braunspath. Da die kohlige Substanz des Gesteins auch in den Braunspathrhomboëdern liegt, ferner die von einer Rutilhülle umgebenen Quarzlinsen in das Carbonat eindringen, die Chloritblättchen des Gesteins sich aber fast nirgends in dem Braunspath finden, — wird geschlossen, dass der letztere sich jedenfalls erst später und zwar z. Th. auf Kosten des Chlorits oder doch unter Verdrängung desselben gebildet hat. Da man aber auch Rutilhüllen findet, welche nicht (mehr) Quarz, sondern Braunspath umschliessen, so habe sich der letztere z. Th. auch an die Stelle von Quarzlinsen gesetzt. — Graphit oder kohlige Substanz ist in vielen Ph.en in ziemlicher Menge vorhanden, so dass dadurch

Übergänge in vollkommene Graphitschiefer hervorgerufen werden, z. B. bei Mautern, Kaisersberg, Leoben und Bruck in Steiermark. Die Flitter sind bald ganz gleichmässig vertheilt, bald zu schmalen, eine Bänderung bedingenden Streifen dicht zusammengeschaart, bald an rundlichen, scharf begrenzten Stellen innig gehäuft. Dunkle Thonschiefer (Phyllite) sind manchmal durch etwas Kohlenstoff gefärbt; von den blauen norwegischen enthält z. B. der von Haarsjö bei Röraas 2,725, der von Haarteign bei Hardangersvidden 4,33% Kohlenstoff. In den Quarzph.en von Innsbruck erscheint der Graphit entweder als feinvertheilter Staub, oder als dünne irreguläre, bisweilen sechsseitige, oft entzwei gerissene Blättchen, in den lichten Varietäten gewöhnlich makroskopisch leicht sichtbar. Wie in den hangenden Partieen der unterteufenden Glimmerschiefer (S. 279), so ist auch in den Ph.en der Sect. Wiesenthal (ebenfalls in den mit ihnen verknüpften Quarzschiefern) sowohl zwischen als innerhalb der Gemengtheile ein Gehalt an feinvertheiltem amorphem Kohlenstoff (Graphitoid) vorhanden; namentlich die Feldspathe sind mit dessen staubartigen Partikeln erfüllt. Tritt die Substanz selbständig im Gestein auf, so färbt das letztere ab; Verwitterung wirkt bleichend; übrigens alterniren hier graphitoidreiche Ph.e mit graphitoidfreien (Sauer, Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 444).

Recht merkwürdig ist das in Glimmerphylliten der Halbinsel Chalkidike von Becke beobachtete Auftreten einer einfachbrechenden farblosen Substanz, welche häufig schwarze Körnchen von Eisenglanz und kohleartige Flitter enthält und in der Regel auch reich an Rutilmikrolithen ist; ferner liegen wohl Glimmerblättchen und Turmaline darin. Diese Substanz mit ihren Einlagerungen bildet meist dunkle glanzlose und ganz weiche Flasern in der phyllitischen Masse; sie selbst scheint ein amorphes wasserhaltiges Thonerdesilicat zu sein.

Einen besonderen Typus der Phyllite stellen diejenigen dar, welche durch mehr oder weniger deutlich hervortretende makroskopische Blättchen von Chloritoid oder Ottrelith (vgl. I. 345) charakterisirt sind, die Chloritoidphyllite oder Ottrelithphyllite, deren hauptsächliche (archäische und postarchäische Vorkommnisse im Folgenden zusammengestellt seien, bevor die Schilderung der normalen Phyllite fortgesetzt wird. Die betreffenden Blättchen sind im frischen Zustand und von etwas grösseren Dimensionen (dieselben übersteigen selten 2 mm) grünlichgrau bis schmutziggrün, von wachsartigem Glasglanz und lagern vielfach nach verschiedenen Richtungen; öfters treten sie bei der Verwitterung etwas pockennarbig hervor. Den Mineralien sind hier die Namen belassen, unter welchen sie von den Autoren bezeichnet wurden.

Zwischen Nieder-Rabenstein und Röhrsdorf (Sect. Hohenstein, Sachsen) treten Ottrelithphyllite auf, mit sehr reichlich, stellenweise auch spärlich eingestreuten, bis 1 mm grossen Ottrelithblättchen, letztere u. d. M. stark durchwachsen von Quarz, Eisenglanz, und wohl auch von Glimmer (Kalkowsky, N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 232). — Auf Sect. Zwota, am Goldberg und Aberg bei Brunndöbra, bei Hetzschen unfern Markneukirchen enthalten sonst normale Ph.e bald reichlichere, bald spärlichere bis 1 mm grosse rundliche dünne Chloritoidblättchen, deren kleinste in der Phyllitmasse nur schwarzglänzende Pünktchen bilden, welche man mit Magnetit verwechseln

könnte; das Mineral macht in den daran reichsten Gesteinen 4—6 % aus. Durch die Transversalschieferung und Fältelung der Ph.e hat nicht selten eine vollständige Zertrümmerung der Chloritoidblättchen stattgefunden, auch sind sie wohl an den Rändern aufgeblättert. Zuweilen treten neben ihnen auch Feldspath und Magnetit in dem Ph. hervor (Schröder, Sect. Zwota 1884. 3). — Etwas grösser, über 1,5 mm, sind die Chloritoide eines Ph. der unteren Phyllitformation n.w. von Schönlind (Sect. Elster 1885. 14); der dieselben enthaltende Ph. ist nicht scharf umschrieben, sondern bildet nur eine wolkige Partie in der normalen Modification (Beck); ein ähnliches Vorkommen liegt bei der Ölmühle von Wernitzgrün in der oberen Abtheilung der Phyllitformation. In anderen erzgebirgischen Ph.en sind die Chloritoide kleiner, auch vielfach in braune ockerige Substanz zersetzt. — Den belgischen ähnliche Ottrelithschiefer beobachtete Gümbel bei Grünberg, Ebnat und Schwarzenreut in der bayerischen Oberpfalz (Ostbayer. Grenzgeb. 1868. 404). Chloritoidphyllit als Bachgeschiebe bei Gerlos in Tirol beschreibt Cathrein in Verh. geol. R.-Anst. 1888. 159 und 1889. 172. — v. Foullon erwähnt muscovitführende Chloritoidph.e aus dem Mühlbachthal zwischen Lend und St. Johann im Pongau (Salzburg), dem Grossarlthal gegenüber (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIV. 1884. 654), auch einen Chloritoidschiefer am Dürrenschöber in der Gegend von Eisenerz (Verh. geol. R.-Anst. 1886. 115), einen aus dem n.ö. Karien zwischen dem Bedre-Dagh und Fündük-Dagh (ebendas. 1890. 113).

Die ottrelithhaltigen phyllitischen Gesteine von Ottré bei Stavelot und Viel-Salm in Belgien führen als Bestandtheile in allen Varietäten Ottrelith und Quarz. Dazu gesellen sich u. d. M. entweder nur Sericit oder in wechselnder Menge Sericit und Chlorit mit oder ohne Beimengung von Magnetit oder nur Magnetit mit Eisenglimmer und Sericit. Eine sericit- und chloritführende magnetitfreie Abart enthält noch reichlich scharf krystallisirten Mangangranat (wie der ottrelithfreie Ph. von Viel-Salm und Recht, welcher mit dem Wetzschiefer verbunden ist, und namentlich letzterer selbst). Accessorisch sind hindurch verbreitet Rutil (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 281), Turmalin, Apatit, sehr selten Zirkon. Der Ottrelith (mit Quarzeinschlüssen) erscheint nur makroskopisch. Sericit und Chlorit zusammen oder je einer derselben umwinden in Flasern die einzelnen Körnchen oder Aggregate des Quarzes. Die Differenzirung des Gesteins in einzelne verwaschene Bänder beruht auf streifenweisem Auftreten von Sericit und Quarz einerseits, Chlorit, Quarz, Rutil und Magnetit andererseits. Das Vorkommen des Ottreliths ist hauptsächlich auf die letzteren dunkeln Bänder beschränkt (van Werveke, N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 227). — Der ziemlich blauschwarze und harte, wenig blätterige ottrelithführende Ph. vom Berge l'Enveloppe n.ö. von Monthermé, zu Dumont's Revinien gehörig, hat nur sehr kleine (höchstens 0,25 mm messende) aber sehr zahlreiche Ottrelithe so dicht gedrängt, dass die Phyllitmasse stellenweise kaum hervortritt. Die chloritische Sericitmasse wird durch Rutil und kohligen Staub stark getrübt; auch sind ziemlich viel Titaneisenblättchen vorhanden. Quarz erscheint nur deutlich in der Umgebung des Ottreliths (welcher oft auch durch Chalcedon eingerahmt wird) und Titaneisens; accessorisch Turmalin, Granat, Apatit (Renard, Bull. du musée r. d'hist. natur. III. 1884. 231). — Der Ottrelithschiefer aus dieser Gegend enthält bei Stavelot Trilobitenreste (nach Denis, vgl. Des Cloizeaux, Annales des mines (4) II. 361).

Auf der Insel Groix im Dép. Morbihan, wo Chloritoid eine grosse Rolle spielt, wird von Barrois eine Anzahl von Varietäten unterschieden, welche allesammt als gemeinschaftliche Gemengtheile hellen Glimmer, Quarz, Chloritoid, Magnetit, Rutil, Graphit führen, aber durch die Korngrösse ihrer Gemengtheile bald mehr phyllitisch, bald mehr glimmerschieferartig erscheinen, auch gewisse Gemengtheile grösser hervortreten lassen, oder besondere weitere Gemengtheile aufweisen; in ihnen sind die

Glaukophangesteine eingebettet. Sie zerlegen sich in a) eigentliche Chloritoidschiefer, d. h. chloritoidführende Phyllite; die in der phyllitischen Masse liegenden rhombisch begrenzten Chloritoidtäfelchen von 0,1 bis 0,2 mm Grösse und grünlicher Farbe sind meist der Schieferungsebene parallel gestellt, stehen aber auch wohl schräg dazu; b) Chloritoid und Biotit führende Phyllite; c) graphitische Chloritoidphyllite; d) Chloritoidglimmerschiefer, in welchen die bis zu 1 cm Grösse erreichenden Chloritoidtafeln nach allen Richtungen schräg gegen die Schieferung stehen; diese Gesteine, welche auch Turmalin, Orthoklas und Epidot führen, besitzen Varietäten, die sehr reich sind an makroskopischen oder sehr mikroskopischen Granaten; die ersteren bilden rothe scharfe Rhombendodekaëder bis zu 3 und 4 mm Grösse; diese granatreichen Abarten enthalten auch viel Magnetit (Barrois, Annales soc. géol. du Nord, XI. 1883. 18; Bull. soc. minér. VII. 1884. 37).

Zwischen Aste und Louvie-Soubiron im pyrenäischen Ossau-Thal erscheinen charakteristische Ottrelithschiefer. — Ottrelith beobachtete Hutchings in einem Bruch graugrünen Dachschiefers bei der Kirche von Tintagel im nördl. Cornwall; das Gestein besteht hauptsächlich aus sericitischem Glimmer, daneben aus Ottrelith (in zahlreichen zerrissenen und geknickten Blättchen, viel kleiner als bei Ottré) und Titaneisen in braun durchscheinenden Lamellen, oft mit feinem Sagenitnetz überzogen, auch Rutil, accessorisch Pyrit (Geol. Magaz. 1889. 214).

Auf dem Gipfel des Hag. Elias bei Vavdhos (Halbinsel Chalkidike) lagert ein ebenschieferiger, fast blätteriger, seidenartig schimmernder Schiefer mit nahezu schwarzen, nicht über 1 mm grossen Ottrelithblättchen; die Schiefermasse ist vorwiegend ein äusserst feines Aggregat von Schuppen eines glimmerartigen Minerals, zwischen denen stellenweise eine einfachbrechende Substanz (vgl. S. 303) hervortritt; in letzterer liegen bisweilen Quarz- und Feldspathkörner (Becke, Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 269).

Der erste, welcher auf hierher gehörige Gesteine aufmerksam machte, war Sterry Hunt, der in glimmerigen Schiefern der Notre-Dame-Berge in Canada, z. B. bei Brome, Leeds, Chloritoidblättchen weit verbreitet fand, und die betreffenden Gesteine Chloritoidschiefer nannte (Brush in Amer. journ. of sc. XXXI. 1861. 358; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1861. 574). Hierher gehören auch wohl die Schiefer von Sterling, Goshen, Chesterfield, Plainfield u. s. w. in Massachusetts und von Newport in Rhode-Island mit den grau- und grünschwarzen Blättchen von Thomson's Mineral Phyllit (Dana, System of Mineral. 1868. 506). — Nach E. Stöhr kommen im bengalischen District Singhbhum krystallinische Schiefer mit Chloritoid vor (Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich, V. 1860. 336). — Vom Mont Maré im n. Transvaal beschrieb Götz Ottrelithe in einer Schiefermasse, welche vorwiegend aus Quarzkörnchen, sodann aus Muscovitflitterchen besteht, zu denen sich Rutil, bisweilen Turmalin gesellt; in anderen etwas knotigen Varietäten stellt sich daneben Andalusit ein (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1885. 143).

In geologischer Hinsicht sehr merkwürdig sind die Chloritoidphyllite der Würmalp bei Kaisersberg unfern St. Michael ob Leoben in Steiermark, welche zu dem unteren Carbon, dem alpinen Aequivalent der Schatzlarer Schichten gehören. Es sind graphitische Quarzphyllite, in denen sich zu dem den weitaus vorherrschenden Quarz begleitenden glimmerigen Mineral ein constanter Gehalt an Chloritoid gesellt, ausserdem einige Rutil- und Zirkonkörner, sowie ein asbestartiges Mineral. Diese Schiefer sind perlgrau bis schwärzlich, aber nie abfärbend, schimmernd bis fast metallisch glänzend. Sie enthalten eine dünnschieferige, wie Graphit abfärbende, geringmächtige Schicht von ganz ähnlicher Zusammensetzung (nur mit mehr organischer Substanz und mehr Rutil), welche direct die durch Stur (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIII. 1883. 189) bestimmten untercarbonischen Pflanzenreste enthält, u. a. Calamites

ramosus, Pecopteris lonchitica, Lepidodendron phlegmaria. Graphitische, z.Th. kalkreiche Chloritoidschiefer werden auch aus dem Palten- und oberen Ennsthal beschrieben (v. Foullon, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIII. 1883. 207).

Wie es zu den Glimmerschiefern gehörige Garbenschiefer gibt, welche nicht füglich als das Product eines Contactmetamorphismus gelten können (S. 288), so erscheinen ohne erkennbaren Zusammenhang mit einem Eruptivgestein und verbunden mit den übrigen Phylliten auch solche Varietäten derselben, welche in ihrem Aussehen typischen Contactproducten durchaus gleichen: »Knotenschiefer« treten z. B. bei Penua und Kralapp (n. von Rochlitz), sowie bei Ober-Winkel (ö. von Waldenburg) zwischen den gewöhnlichen Phylliten auf; phyllitische Knotenschiefer mit Andalusit und Chiastolith finden sich bei Mehltheuer und Böhlen in einem Gebiet, wo, abgesehen von einigen 0,1—1 m mächtigen Gängen, Granit nicht bekannt ist (Siegert, Sect. Lommatzsch-Stauchitz 1886). Über weiteren Gehalt an Andalusit und Chiastolith dieser Art s. S. 301.

Chemische Analysen unzweifelhafter Phyllite liegen nicht eben reichlich vor und bei manchen Angaben ist es unsicher, ob es sich um Phyllite oder sedimentäre Thonschiefer handelt. Von den Partialanalysen dieser Gesteine war schon S. 296 die Rede; Analysen der Ardennenphyllite s. S. 296.

I. Stark glimmerglänzender Ph., mit einzelnen braunen Glimmerblättchen; in HCl löslich 11,14%. Von Juliushammer im Fichtelgebirge. Schwager bei Gümbel.
II. Stark glimmerglänzender Ph. vom Arzberg; in HCl löslich 13,27%; ebenda.
III. Hellgrüner thonschieferähnlicher Ph. von seidenartigem Glanz aus dem Hasenschwanzbruch bei Lössnitz, Sachsen. Dalmer, Sect. Lössnitz 1881. 12.
IV. Möglichst rein ausgesuchte glimmerige Schiefermasse eines feldspathführenden Ph. von der Südostecke der Sect. Lössnitz (Sachsen). Dalmer. IVa ist das durch HCl zerlegbare Silicat, IVb das durch HCl nicht, von SO_3 nur unter Anwendung von höherem Druck völlig zersetzbare Silicat desselben.

	I.	II.	III.	IVa.	IVb.
Kieselsäure	61,56	62,54	58,12	25,36	44,30
Thonerde	20,12	22,84	22,73	22,92	34,01
Eisenoxyd	2,87	—	6,83	28,50	3,41
Eisenoxydul	3,40	3,89	0,55	—	—
Kalk	0,71	0,18	0,21	2,01	—
Magnesia	1,58	1,22	2,31	8,42	0,83
Kali	4,84	5,24	3,46	—	10,13
Natron	1,92	1,38	0,69	—	0,82
Glühverlust	3,05	3,48	4,22	10,12 (Wasser)	4,51 (W.)
	100,05	100,77	99,12	97,33	98,01

Die Kieselsäuremengen in I, II und III verweisen auf einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Quarz und Feldspath, wenn man bedenkt, dass SiO_2 bei den Glimmermineralien unter 50, bei dem Chloritbestandtheil gar unter 30% liegt. — In III führt die SiO_2 Spuren von TiO_2; aus der (hier nicht angeführten) Sonderbestimmung des durch HCl zersetzbaren, des durch SO_3 zersetzbaren und des durch beide unzersetzbaren Antheils ergibt sich, dass der Ph. III besteht aus

22,09 Chlorit, 42,93 eines zur Gruppe des Kaliglimmers gehörigen Minerals und 34,10 Quarz mit etwas Feldspath. — IV a und IV b stehen in dem Verhältniss 24,02 : 74,13; a ist bezüglich seiner Zusammensetzung dem zur Chloritgruppe gehörigen Delessit genähert, während b völlig mit Kaliglimmer, insbesondere mit Damourit übereinstimmt.

Bei den folgenden von Schwager ausgeführten Analysen (Gümbel, Sitzgsber. Münch. Akad. 1879) bedeutet a die Bauschanalyse, b den in kalter HCl zersetzbaren chloritischen Antheil, c den durch heisse SO_3 zersetzbaren glimmerartigen Bestandtheil, d den Rest.

V. Knotiger Phyllit von der Königsquelle bei Recoaro.
VI. Phyllit unterhalb der Kirche Sta. Giuliana, Recoaro.

	V.				VI.			
	a.	b.	c.	d.	a.	b.	c.	d.
Kieselsäure . . .	52,04	26,06	43,07	77,44	61,50	27,48	45,38	97,76
Thonerde	26,66	23,03	37,39	13,98	21,98	28,08	37,39	1,81
Eisenoxyd . . .	2,28	13,63	—	—	2,98	11,97	2,25	—
Eisenoxydul . .	6,83	16,97	6,89	1,68	3,97	15,92	2,52	0,18
Kalk	0,78	0,84	0,12	0,68	0,33	0,98	0,11	0,10
Magnesia	2,15	7,81	1,48	0,11	1,66	0,22	1,05	Spur
Kali	4,36	0,36	7,19	2,38	3,98	1,37	8,02	0,48
Natron	1,61	0,16	1,32	2,82	0,96	0,78	1,50	0,32
Wasser	3,31	12,12	2,07	0,88	3,04	7,78	1,81	—
	100,02	100,98	99,44	99,97	100,40	100,64	100,03	100,65
Dabei ist in Procenten		16,5	48,15	35,35		16,7	46,1	37,3

Mit V b und V c stimmen ziemlich gut die betreffenden Portionen des Ph. von der Section Lössnitz (IV a und IV b). — V b und VI b stimmen bis auf die grosse Differenz in der MgO gut mit einander überein. Auch sind V c und VI c ziemlich einander nahestehend, doch entfernt sich dieser Antheil bei geringer Menge von SiO_2 und sehr grosser von Al_2O_3 durch den Gehalt an FeO und die kleine Menge von K_2O sowohl vom typischen Kaliglimmer als vom Sericit (IV b gibt die Glimmerzusammensetzung viel besser wieder); dabei wird hervorgehoben, dass V c und VI c in SO_3 ziemlich leicht zersetzbar sind, entgegen dem Verhalten des typischen Muscovits (auch entgegen dem Verhalten von IV b). — Sowohl V d als VI d muss Quarz enthalten, welcher in letzterem nur sehr reichlich vorhanden sein kann; der hohe Na_2O-Gehalt in V d deutet auf Plagioklas. Die procentarischen Mengen der drei Portionen stimmen gut überein.

Die Phyllite sind stets schieferig und meist sehr deutlich spaltbar, bisweilen in ausgezeichnet glatte und ebenflächige Platten, welche wie die ähnlich beschaffenen gewöhnlichen Thonschiefer als Dachschiefer bezeichnet werden. Häufig beobachtet man auf den Spaltungsflächen eine feine parallele Fältelung, welche oft so zart ist, dass sie als geradlinige Streifung erscheint, oder erst mit der Loupe deutlich erkannt werden kann. Die Fältelung oder Streifung dieser Schiefer (schistes striés oder satinés der Franzosen, striated slates der Engländer) ist, wie

schon Sedgwick und Murchison (Transact. geol. soc. 1840. 655), sowie Naumann (Geogn. I. 434) erkannten, in einer linearen Streckung der Gemengtheile begründet, und bereits v. Cotta (Grundr. d. Geogn. u. Geol. 120) betrachtete sie 1846 als durch einen seitlichen Druck hervorgebracht (vgl. auch Boblaye, Bull. soc. géol. X. 228). In seltenen Fällen sind es zwei Systeme von Fältelungen, welche sich unter irgend einem Winkel durchschneiden. Diese Fältelung hält oft auf lange Strecken mit merkwürdiger Constanz ihre Richtung fest, wird indessen wohl auch in grossen Phyllitgebieten gänzlich vermisst. Noch ist der sonderbaren Erscheinung zu gedenken, dass sie bisweilen nur in gewissen Schichten auftritt und in den angrenzenden vollständig fehlt. — Die eigentliche transversale Schieferung, welche beim Zerschlagen stengelige, griffelförmige oder gröbere scheitförmige Bruchstücke liefert, ist bei den Phylliten weit weniger entwickelt, als bei den Thonschiefern des Silurs und Devons, gehört z. B. in den Phyllitgebieten Norwegens und des Erzgebirges mehr zu den Seltenheiten. Je mehr sich der Ph. den gewöhnlichen klastischen Schiefern nähert, desto mehr ist sie an ihm zu beobachten, wogegen die glimmerschieferähnlichen Varietäten gänzlich frei davon zu sein scheinen.

Bei den normalen Phylliten zeigen sich u. d. M. die Hauptgemengtheile, abgesehen von grösseren Quarzen oder Feldspathen, in innigster Verflechtung und gleichsam verfilzt in welligen Flasern. Vielfach ist die mikroskopische Structur eine solche, dass sich Flasern von Glimmer und Chlorit um Körner von Quarz oder um Linsen schmiegen, welche hauptsächlich aus Quarz mit wechselnden Mengen von Glimmer und Chlorit bestehen.

Die Streckung der Phyllite parallel der Schieferung (s.o.) wird zur Zeit ganz allgemein als eine Druckwirkung aufgefasst. Damit in Verbindung stehende Fracturerscheinungen zeigen sich an zerbrochenen Turmalinen, an zerrissenen Graphitschüppchen, Ottrelithblättchen. Pichler berichtet von zerbrochenen Orthoklasen, durch welche sich S-förmig gekrümmte Wellen von lamellaren Glimmer-, Sericit- und Graphitaggregaten hindurchziehen. Über die merkwürdigen Offenbarungen des Drucks um die Magnetite der Ardennenphyllite vgl. S. 312. — Dass in den Ottrelithschiefern unzweifelhafte Bewegungen erfolgten, nachdem der alle Gesteinsconstituenten einschliessende Ottrelith sich schon gebildet hatte, zeigt sich daran, dass bisweilen die dunkeln Bänder des Gesteins sich schlierenähnlich und anscheinend fluidal um die gestauten Ottrelithblättchen anlegen; letztere sind auch oft verschiedenartig zerbrochen. Reihen von Eisenglanz- oder Titaneisenblättchen gehen durch den Ottrelith durch, haben aber auch hier eine Ablenkung ihrer Direction erfahren, welche sie jenseits wieder aufnehmen, gleichsam als ob der Ottrelith sich herumgedreht habe. Glimmerflasern schmiegen sich bartähnlich, ohne die Richtung zu ändern, an die Durchschnitte von Ottrelith direct an. Wo die Ottrelithblättchen sehr schief zur Streckungsrichtung stehen, hat beiderseits der Längskanten, in der Richtung der Streckung, eine Anreicherung von Quarz stattgefunden. Dies erinnert an die Erscheinungen um die Magnetite in den Ardennenphylliten und zeigt, dass Streckung noch nach der Bildung

des Ottreliths vorgekommen ist, sowie dass jedenfalls später, wenn nicht gleichzeitig Neubildung von Quarz im Gestein erfolgt sein muss (van Werveke). Eine grosse Menge von weiteren Beispielen, die auf Bewegungen und Torsionen deuten, gibt Gosselet in Ann. soc. géol. du Nord XV. 1888. 194. — In den von v. Miklucho-Maclay untersuchten ostsibirischen Ph.en sind auch die Braunspathkrystalle bisweilen in unregelmässige, gegen einander verschobene Bruchstücke zerbrochen, und sie zeigen oft in der Richtung der Gesteinsschieferung, niemals senkrecht zu dieser, einen Zuwachs von Carbonatsubstanz ohne krystallographische Begrenzung, aber in paralleler optischer Orientirung mit dem Kernrhomboëder — alles Erscheinungen, die auf einen Druck hinweisen, dem der Braunspath ausgesetzt war.

Durch Übergänge steht der Phyllit mit vielen anderen Schiefern in Verbindung. Namentlich sind es zwei Gesteine, in welche gewöhnlich Übergänge stattfinden, der krystallinische Glimmerschiefer und der sedimentäre, oft fossilführende gewöhnliche Thonschiefer, zwischen welchen der Phyllit sowohl petrographisch wie geologisch in der Mitte steht. Naumann unterschied daher innerhalb des Bereichs dessen, was jetzt Phyllit heisst, nicht unangemessen einen Thonglimmerschiefer von einem Glimmerthonschiefer, von denen der erstere dem Glimmerschiefer, der zweite dem Thonschiefer näher stehe. Der Übergang des Ph. in den Glimmerschiefer erfolgt hauptsächlich nur durch Grösserwerden des Kornes. Im Erzgebirge »wird der äusserlich nachweisbare Zusammenhang auch durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt. In den glimmerigen, quarz- und z. Th. auch feldspathführenden Ph.en, die hier die Basis der Phyllitformation bilden, also direct im Hangenden des Glimmerschiefers auftreten, findet man alle die im Glimmerschiefer makroskopisch ausgebildeten Gemengtheile wieder, selbst hier und da winzige Granaten. Der Unterschied zwischen Glimmerschiefer und Ph., wenigstens dem Ph. der unteren Abtheilung der Formation, ist oben nur ein gradueller und so kommt es, dass sich die Übereinstimmung im lithologischen Charakter selbst auf noch andere, sonst nur accessorische, dabei aber sehr bezeichnende Bestandtheile erstreckt, nämlich auf die Führung von Eisenglanz und Turmalin. Diesen fast unzertrennlichen mikroskopischen Begleitern des normalen hellen erzgebirgischen Glimmerschiefers begegnet man auch meist in den Ph.en wieder« (Sauer). — Durch Zunahme des Chloritgehalts entwickelt sich aus dem Ph. Chloritschiefer, durch Wachsen der Quarzmenge aus demselben Quarzschiefer. Auch können feldspathhaltige Ph.e wohl in Feldspathamphibolite übergehen. Übergänge in Turmalinschiefer nach der Granitgrenze zu erwähnt Jokély von Brettmühl, Halbmeil, Schieferhütten u. a. O. im böhmischen Erzgebirge. Sodann ist noch des Übergangs der Ph.e in contactmetamorphische Garbenschiefer und Fruchtschiefer zu gedenken (II. 103).

Mancherlei Einlagerungen, ähnlich denen in den Gneissen und Glimmerschiefern finden sich in den Phylliten, im Ganzen sind sie indessen hier weniger häufig und auch von geringerer Mächtigkeit und Ausdehnung. Quarzit und Quarzitschiefer bilden die häufigsten Einlagerungen (z. B. in der Gegend von Lössnitz

und Hartenstein in Sachsen, im Egerer Kreise in Böhmen, wo bei Abtsroth und Schönwerth Graphitschiefer mit den Quarzitschiefern verbunden sind, zu Weikersdorf in Mähren). Weiterhin werden namentlich oft Kalksteine und Hornblendeschiefer eingelagert angetroffen. Einlagerungen von sich herausentwickelnden magnetitführenden Chloritschiefern finden sich z. B. in den Quarzphylliten der Gegend von Innsbruck (Pichler und Blaas). Bemerkenswerth ist die lange Einlagerung von Sericitgneiss in der nordwestlichen Phyllitzone um das sächsische Mittelgebirge. In der Gegend von Klausen in Tirol wechsellagern nach Teller und v. John Ph.e mit dickbankigen feldspathreichen Muscovitgneissen, sowie mit sog. Feldsteinen (körnigen bis kryptomeren Gemengen von Quarz mit Feldspath, arm an Glimmer). Turmalinschiefer tritt auf als Einlagerung bei Tirschnitz im ostbayerischen Grenzgebirge, auf Sect. Johanngeorgenstadt. Lager von sog. Beilstein mit Smirgel am Ochsenkopf bei Bockau, Sect. Schwarzenberg (Sachsen) im normalen glimmerigen Quarzphyllit.

Der Phyllit ist das Material, aus welchem hauptsächlich die oberen Niveaus der sog. Urschieferformation zusammengesetzt werden und hat demzufolge seine vorwiegende Lagerung über dem Glimmerschiefer, sei es dass beide mehr oder weniger horizontal oder geneigt liegen, sei es dass sie ein fächerförmiges oder giebelförmiges Schichtensystem darstellen. Von den allmählichen Übergängen war schon mehrfach die Rede. Nach oben folgen dann die mehr feinkrystallinischen Thonschiefer, welche gar nicht selten schliesslich durch kaum bemerkbare Übergänge in sedimentäre und Versteinerungen führende Thonschiefer des Cambriums verlaufen. Eine Grenze ist hier oft nur äusserst schwierig oder kaum zu ziehen. Doch gibt es aber auch noch im Bereich des Cambriums ausgezeichnete Phyllite, von denen diejenigen der Ardennen ein berühmtes Beispiel bieten. Ja die phyllitischen Chloritoidschiefer der Würmalp bei Kaisersberg in Steiermark, von v. Foullon beschrieben, müssen nach den in einer geringmächtigen untergeordneten graphitreichen Schicht eingeschlossenen Pflanzenresten als untercarbonisch gelten (vgl. S. 305).

Im Allgemeinen folgen die Phyllitgesteine als hangendste Partie den grossen Zügen der Gneiss- und Glimmerschiefergebirge und sie werden selten oberhalb derselben gänzlich vermisst. Doch sind nicht alle archäischen Districte gleichmässig von Ph.en begleitet, wie es denn z. B. scheint, dass sie in Skandinavien relativ nur spärliche Entwickelung gefunden haben. Übrigens ist eine Zusammenstellung der Verbreitungsbezirke der Ph.e schwierig, weil in der Literatur eine scharfe Scheidung zwischen Glimmerschiefer und Ph. einerseits, zwischen Ph. und Thonschiefer andererseits vielfach nicht ausgeführt wird, welche letztere auch z. B. da, wo auf den Ph. versteinerungsleere cambrische Schichten folgen, in der That kaum vorgenommen werden kann.

In dem *sächsischen Erzgebirge* wird eine untere und eine obere Phyllitformation unterschieden, welche letztere auch das sog. Unter-Cambrium untrennbar in sich begreift. Die untere Abtheilung enthält: Glimmerige Ph.e, die eigentlich normalen Gesteine; sie sind lebhaft glänzend, meist grau bis lichtölgrün, bisweilen dunkel-

blaugrau durch Eisenglanzschüppchen und werden im Allgemeinen zusammengesetzt aus glimmerigen und chloritischen Mineralien, Körnchen und Linsen von Quarz, Plagioklas (Albit) in sehr wechselnder Menge; als Accessorien finden sich Turmalin, Granat, Magnetit, Titaneisen, Eisenglanz, Rutil. — Glimmerige Feldspathph.e, Albitph.e nebst Phyllitgneissen, grobkörnig flaserig. — Glimmerige Quarzph.e, reicher an Quarz mit makroskopischen Magnetitoktaëdern, z. B. bei Euba (Sect. Schellenberg-Flöha). — Glimmerige granatführende Albitph.e. — Schwarze, an Kohlenstoff (Graphitoid) reiche Ph.e. — Chloritoidph.e. — Als untergeordnete Einlagerungen erscheinen: helle Quarzitschiefer, Graphitoid-Quarzite, Kalkschiefer und krystallinische Kalke, Hornblendeschiefer, Augithornblendeschiefer, körniger feldspathreicher Hornblendefels, chloritischer Hornblendeschiefer, Lager von Smirgel (s. diesen), Magneteisenlager (Zschorlau bei Schneeberg, Zottenberg auf Sect. Johanngeorgenstadt). — Die obere Phyllitformation nebst dem Unter-Cambrium wird gebildet aus: Thonschieferähnlichen grünen und violetten Ph.en (local mit Albiteinsprenglingen), Dachschiefern, schwarzen kohlenstoffreichen Ph.en, Chloritoidph.en, quarzitisch gebändertem Ph., hellem feinkörnigem Quarzitschiefer und Quarzit, grauwackenartigem Quarzit, schwarzem kohlenstoffreichem Quarzitschiefer. Als untergeordnete Einlagerungen kommen namentlich Hornblendegesteine vor. — Im sächsischen Mittelgebirge folgt auf die als continuirliche Zone um die Granulitellipse befindliche Glimmerschieferformation in dem n.w. Theil die Phyllitformation, mit der letzteren durch ganz allmähliche Übergänge innig verknüpft. Der einschliesslich des Cambriums insgesammt 1500 m mächtige Complex besteht wesentlich aus Ph.en nebst unbedeutenden Einlagerungen von Amphibolschiefer, Alaunschiefer und Quarziten, sowie einer ausgedehnten Einschaltung von Sericitgneiss (S. 212).

In dem ostbayerischen Grenzgebirge unterscheidet Gümbel die Waldsasser Gruppe in den Bergen auf beiden Seiten des Wondrebthals bei Waldsassen, die Friedenfelser Gruppe (abgerissene Partieen am Südfuss des Steinwaldes), die Fichtelnaabgruppe am w. Randgebirge n. von Erbendorf. Im Fichtelgebirge ist das umfangreichste Phyllitgebiet, die Arzberger Gruppe, eine unmittelbare Fortsetzung der gleichen Schichtenreihe am Nordrand des ostbayerischen Grenzgebirges. Vorherrschend sind an Quarzlinsen reiche Ph.e und sog. Phyllitgneisse; ausserdem werden noch mehrere andere Varietäten unterschieden.

In Niederschlesien ist bei Lauban, von Lähn bis Grunau bei Hirschberg Ph. dem Gneiss aufgelagert (Roth, Geologie II. 445). Südlich vom Riesengebirge, von Langenbrück bis Hochstadt liegt bläulich- oder grünlichgrauer Ph. über Glimmerschiefer. In Böhmen im Egerer Kreise (z. B. um Konradsgrün und Altkinsberg, Schonbach, Kirchberg, Graslitz, Breitenhöhe); im Saazer Kreise. — Die ausgezeichneten und mineralreichen Quarzphyllite der Gegend von Innsbruck (mit hellem Glimmer, z. Th. Sericit, Chlorit und Quarz, ausserdem in wechselnder Menge Turmalin, Rutil, Apatit, Eisenglanz, Titaneisen (?), Dolomitrhomboëdern, späthigem Calcit, stellenweise Orthoklas, Plagioklas, Biotit, Staurolith) wurden eingehend von Pichler und Blaas beschrieben. Sehr schöne Phyllitvarietäten kommen auch in den tiroler Centralalpen vor.

Seit langer Zeit bilden Gegenstand der Untersuchung die ausgezeichneten Phyllite der *Ardennen*, namentlich des Gebietes von Rocroy, welche dort dem Cambrium (Devillien Gosselet's = Devillien und Revinien Dumont's) angehören (Dumont's »metamorphische Zone von Paliseul«). Ein Theil dieser grünen, graugrünen, blaugrünen, hellgrauen Ph.e, welche bei Rimogne in einer etwa 30 km langen und bis zu 3 km breiten Zone auftreten, ist durch seinen Magnetitgehalt charakterisirt. Der magnetitführende Ph. von Rimogne ist grünlichgrau mit etwas welligen und undeutlich faserigen Schieferblättern, welche in der Richtung des

Longrain mit Krystallen und Körnern von Magnetit übersät sind. U. d. M. treten hervor Sericit, Chlorit (das grüne blätterige Mineral wurde hier wie in den verwandten Schiefern durch Renard anfangs für Chloritoid gehalten, später als Chlorit bezeichnet), Quarz, Magnetit, Rutil, Turmalin, Pyrit, Eisenglanz und Sillimanit (?); ganz ähnlich ist der magnetitführende Ph. von Monthermé. Die feingefältelten Schieferblättchen enthalten merkwürdige kleine, parallel angeordnete langgestreckte Knötchen, welche als Centrum ein Magnetitoktaëder von durchschnittlich 0,5 mm Dicke besitzen; darum legt sich gewöhnlich eine Zone von farblosem Quarz und darum derart Chlorit, dass davon diejenigen Blättchen gleich orientirt sind, welche parallelen Flächen des Oktaëders gegenüberliegen; z. Th. enthalten die Magnetitknötchen als Kern Pyrit. Nach Renard's Auffassung hat der Chlorit anfangs die Oktaëderflächen des Erzes unmittelbar bedeckt und wurde dann durch den die Schieferigkeit bedingenden Druck von demselben abgelöst, worauf sich in den dadurch hervorgebrachten mikroskopischen Hohlraum Quarz absetzte, dessen Verticalaxe oft erkennbar senkrecht auf dem Magnetit steht.

Ein anderer grösserer Theil dieser von Renard untersuchten Phyllite ist frei von Magnetit; beide begleiten einander in mächtigen Schichten und wechseln mit Quarziten. Magnetitfrei sind die graulichblauen, zum Devillien gehörigen Ph.e von Rimogne und Monthermé, in glatte elastische, an den Kanten ein wenig durchscheinende Blättchen spaltbar; sie werden zusammengesetzt aus Sericit, Chlorit, Quarz, parallelen Blättchen von bräunlichem, fast opakem Erz, welche auf Titaneisen zurückgeführt werden, Rutil und Turmalin in relativ grossen Prismen, kohligen Substanzen. Renard berechnet aus der Bauschanalyse einen Gehalt von 37,75 % Sericit, 40,58 Quarz, 12,55 Chlorit, 4,81 Eisenerz, 3,69 Rest. Der violette Ph. von Fumay und aus dem Steinbruch Providence in Haybes (zum Devillien) ist der Hauptsache nach ganz ähnlich zusammengesetzt aus sericitartigem Glimmer, Quarz, mehr vereinzelten, geknickten und zerfaserten Chloritblättchen, enthält aber zahlreiche, die Färbung bedingende Körnchen von Eisenglanz; accessorisch Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit, Calcit; berechnet zu 40,69 Sericit, 40,41 Quarz, 7,75 Chlorit, 6,23 Eisenglanz, 1,55 Rutil, 3,11 Rest (Apatit, Calcit u. s. w.). Grüne, etwas härtere Zonen oder ovale Flecken in diesen Ph.en werden durch Zurücktreten des Eisenglanzes bedingt, auch scheinen sie etwas reicher an Calcit zu sein; nach Gosselet, welcher sie als aus einer Umwandlung der violetten Partieen hervorgebracht hinstellt (Ann. soc. géol. du Nord. X. 1883. 63), sind sie um 4 % reicher an SiO_2. Im grünlichgrauen Ph. von Haybes (zum Devillien) beobachtete Jeannel Oldhamia radiata und Nereites cambriensis. Der dickschieferige bläulichgraue Ph. von Les Forges de la Commune bei Laifour am rechten Ufer der Maas mit Magnetkies auf den Schieferflächen und Klüften (zum Revinien gehörig) führt Granat und gewissermassen an Stelle des Chlorits kreisrunde, schwarze metallglänzende, sehr dünne Blättchen von 1 mm Durchmesser, welche äusserlich an Ottrelith erinnern, auch spindelförmige Verticalschnitte ergeben, aber als Titaneisen gedeutet werden; sie sind ganz schwach bräunlich durchscheinend und mit feinen Sagenitnädelchen durchwachsen. — Renard hebt hervor, dass in den Ardennenphylliten Magnetit und Eisenglanz einander ausschliessen.

I. Magnetitfreier, graulichblauer Phyllit von Rimogne. Klement bei Renard.

II. Magnetitführender Phyllit, grünlichgrau, von Rimogne. Ders.

III. Violetter Phyllit von Fumay. Ders.

IV. Eisenglanzführender Phyllit von Viel-Salm. Pufahl bei Renard.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	61,43	58,78	61,57	53,77
Titansäure	0,73	2,28	1,31	0,13
Thonerde	19,10	19,52	19,22	15,96
Eisenoxyd	4,81	1,87	6,63	18,27
Eisenoxydoxydul	—	4,50	—	—
Eisenoxydul	3,12	2,67	1,20	0,65
Manganoxydul	Spur	Spur	Spur	1,96
Kalk	0,31	0,21	0,22	0,18
Magnesia	2,29	2,21	2,00	1,38
Kali	3,24	3,11	3,63	2,37
Natron	0,83	1,24	0,93	1,62
Wasser	3,52	3,24	3,25	2,95
	99,38	99,63	99,96	99,69

IV enthält noch 0,34 P_2O_5, 0,02 S, 0,19 C.

Die am Aussenrande des belgischen Massivs auftretenden violettgraulichen eisenglanzführenden Schiefer von Viel-Salm, welche bei Recht (Hohes Venn) über die preussische Grenze reichen, gehören dem cambrischen Salmien an; sie sind gesprenkelt mit zahlreichen bis stecknadelkopfgrossen rostbraunen oder braunrothen Körnchen, welche u. d. M. Haufwerke von blutrothen Eisenglanztäfelchen ergeben (Phyllade oligistifère Dumont's). Ausserdem werden die Schiefer mikroskopisch zusammengesetzt aus sericitartigem Glimmer, Quarz, Chlorit, Rutil in einfachen Individuen, knieförmigen und herzförmigen Zwillingen, Turmalin, reichlichen blassröthlichen Kryställchen und Körnchen von Mangangranat (bis zu 0,025 mm Axenlänge), Kohleflitterchen. — In diesen violetten Schiefern treten dünne Lagen von weisslichem, grünlichem, namentlich isabellfarbigem sog. Wetzschiefer 10—60 mm stark auf (Coticule, Pierre à rasoir). Den überwiegenden Gemengtheil und offenbar die Veranlassung der Härte bilden mikroskopische, ausserordentlich gleichmässig dicke (0,02 mm) Granaten, welche von zarten Sericithäuten umgeben werden. Nach den Analysen liegt hier Mangangranat (I. 363) vor, von welchem dieser Wetzschiefer 58—72 % enthalten würde. Ausserdem auch hier u. d. M. Chlorit, Quarz, Rutil (anfangs von Renard wegen der öfteren herzförmigen Zwillinge für Chrysoberyll gehalten), Eisenglanz (sehr gegen die violetten Schiefer zurücktretend), Turmalin (vgl. über letzteren F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1875. 628). — Andere sog. Wetzschiefer sind bekanntlich (klastische) Glieder der sedimentären Thonschieferreihe.

Analysen dieses cambrischen Wetzschiefers: I. von Viel-Salm; enthält noch 0,02 organische Substanz. Pufahl bei Renard, 1877; spec. Gew. 3,22 (S. 99, 11). — II. von Recht, Kreis Malmedy; enthält noch Spuren von TiO_2 und Fl (S. 99, 60). von der Marck.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O
I.	46,52	23,54	1,05	0,71	17,54	1,13	0,80	2,69	0,30	3,28
II.	48,73	19,38	2,42	—	21,71	—	0,28	3,51	1,17	2,40

Über die ottrelithführenden Phyllite dieser Ardennengebiete s. S. 304.

In dem Peliongebiet Thessaliens erscheinen ausgezeichnete Varietäten von Phyllit und Phyllitgneiss, welche Becke beschrieb, die aber sehr arm an einem chloritischen Gemengtheil zu sein scheinen. — Ebenfalls wird der Chlorit nicht erwähnt in den von Küch untersuchten graulich-silberweissen Ph.en des westafrikanischen Schiefergebirges von Kambini-Ngotu und von der Findley-Spitze im Kuilu-Gebiet. — Echte Ph.e (Glimmer, Quarz, Chlorit, Rutil, bisweilen Apatit, Turmalin und kohlige Substanz als Gemengtheile) scheinen die durch Götz be-

sprochenen aus dem nördl. Transvaal zu sein. — Phyllitische Gesteine aus den Sibiriakoff'schen Goldwäschereien am Fluss Witim in Ostsibirien bestehen im Allgemeinen aus Quarz, hellem Glimmer, chloritischen Mineralien, kohligen Substanzen und Rutil, denen sich in einigen Varietäten Braunspathrhomboëder zugesellen (v. Miklucho-Maclay).

Phyllit des sächsischen Mittelgebirges. H. Credner, Das sächs. Granulitgebirge. Leipzig 1884.
Phyllite des sächs. Erzgebirges, vgl. zahlreiche Hefte der Erläuter. zu der geolog. Specialkarte des Kgr. Sachsen.
Cohen, Ph. der Weiler Schiefer, Vogesen; Abhandl. zur geol. Specialkarte v. Elsass-Lothr. Bd. III. Heft 3. 196.
Gümbel, Geognost. Beschreib. d. ostbayerischen Grenzgebirges, Gotha 1868. 385. 394. 616. 625.
Gümbel, Geognost. Beschreib. d. Fichtelgebirges. Gotha 1879. 123. 160. 336.
Jokély, Ph. im Egerer Kreise Böhmens, Jahrb. geol. R.-Anst. VII. 1856. 486. — VIII. 1857. 14.
Wolf, Ph. der Gegend v. Neustadt an der Mettau u. s. w. in Böhmen, ebendas XIV. 1864. 481.
v. Hochstetter, Dachschiefer (Urthonschiefer) vom Ziegenruckberg bei Rabenstein im Egerer Kreise, Böhmen, ebendas. VII. 1856. 466.
K. von Hauer, Ph. aus Böhmen (anal.), ebendas. VI. 1855. 688. 706.
Becke, Ph. des Hohen Gesenkes (Altvatergebirges), Sitzgsber. Wien. Akad. CI. März 1892. 291.
Vacek, Quarzph. des Grazer Beckens, Verh. geol. R.-Anst. 1891. 42.
Geyer, Quarzph. im oberen Murthal, ebendas. 1891. 357.
Pichler u. Blaas, Quarzph. von Innsbruck, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 503.
Pichler, Ph. der tiroler Centralalpen, ebendas. V. 1883. 293.
W. Salomon, Quarzph. des Monte Aviólo-Gebiets, Adamellogruppe, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 528.
Gümbel, Ph. der Gegend von Recoaro, Sitzgsber. Münchener Akad. 1879.
Terreil, Ph. von Petit Coeur bei Moutiers, Tarentaise, Comptes rendus LIII. 120.
Renard, Ph. der Ardennen, Bull. du musée r. d'histoire naturelle de Belgique II. 1883. 127. III. 1884. 231. — Bull. acad. royale des sc. de Belgique VIII. 324.
Klement, Analysen von Ardennenphylliten, Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 1; auch Bull. mus. r. d'hist. nat. de Belgique V. 1888. 185.
E. Geinitz, Ph. von Rimogne, Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 533.
Mallard, Schiefer von Deville u. Fumay, Bull. soc. minér. III. 1880. 101.
Gosselet, Zone von Paliseul, Annal. soc. géol. du Nord, X. 1883. 30. — Schiefer von Fumay, ebendas. X. 1883. 63.
F. Zirkel, Ph. von Recht, Kreis Malmedy, Verh. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. W. XXXI. 1874. 83.
Renard, Ph. von Viel-Salm, Bull. musée r. d'hist. nat. de Belg. I. 1882. 31.
Baur, Wetzschiefer der Ardennen, Karsten's u. v. Dechen's Archiv XX. 1846. 376.
v. Dechen, Wetzsch. d. Ardennen, in Nöggerath's Gebirge in Rheinland-Westphalen. Bonn. III. 184.
Renard, Wetzsch. von Viel-Salm, Mémoire sur la structure et la compos. minéralogique du Coticule etc., Mém. cour. acad. roy. de Belgique XLI. 1877, auch Bull. musée r. d'hist. nat. de Belg. I. 1882. 33.
von der Marck, Analys. d. violetten Ph. von Recht u. des darin enthaltenen Wetzsch., Verh. naturh. Ver. preuss. Rheinl. u. W. XXXV. 1878. 264.
Becke, Ph. Thessaliens, Min. u. petr. Mitth. II. 1880. 46.

Becke, Ph. der Halbinsel Chalkidike, Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 264.
Rosiwal, Ph. des centralen Balkans, Denkschrift. Wiener Akad. LVII. 1890. 291.
Küch, Ph. des westafrikan. Schiefergebirges, Kuilu-Gebiet, Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 109.
Götz, Ph. des Mont-Maré u. von Marabastad, nördl. Transvaal, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 139.
v. Miklucho-Maclay, Ph. vom Fluss Witim, Ostsibirien, N. Jahrb. f. Min. 1885. II. 145.

Analog den Kalkglimmerschiefern kommen auch krystallinische **Kalkphyllite** vor, gern durch graphitische oder kohlige Substanz dunkel gefärbt; sie sind z. B. in den östlichen Alpen verbreitet und mächtig entwickelt, wo dieselben grösstentheils wohl paläozoisches Alter besitzen.

Als **Sericitphyllit** werden, analog dem Sericitglimmerschiefer, phyllitähnliche Gesteine bezeichnet, in denen der eigentliche Glimmer durch Sericit ersetzt ist, und die sich den Sericitgneissen und makromeren Sericitschiefern gegenüber ebenso verhalten, wie der Phyllit gegenüber dem Glimmergneiss und Glimmerschiefer. Die Abgrenzung gegen den Sericit(-glimmer-)schiefer ist oft willkürlich; sie kommen mit letzterem und Sericitgneiss zusammen vor.

Im Anschluss an die Sericitphyllite mögen die merkwürdigen, die Unterlage des Devons bildenden sog. Taunusgesteine zur Schilderung gelangen, welche zwar blos zum Theil jenen angehören, aber zweckmässig in ihrer Gesammtheit nur an einer Stelle behandelt werden. Sie verbreiten sich am Südrande des Taunus von Homburg v. d. Höhe über Wiesbaden bis nach Hallgarten im Rheingau und erscheinen auch auf dem Taunuskamm zwischen dem Feldberg und dem Altkönig bis westl. zur sog. Platte über Wiesbaden, werden dann, im Streichen des Gebirges quer über den Rhein fortsetzend, am Rheindurchbruch zwischen Bingen und Trechtlingshausen mehrfach blosgelegt und ziehen w. vom Rhein (als sog. linksrheinischer Taunus) in zusammenhängender Zone am Südrande des Hunsrücks einher von Sarmsheim an der Nahe über den Güldenbach bei Schweppenhausen, über Spall und Gebroth bis zum Hanenbachthal bei Kyll. Die Verhältnisse wurden insbesondere von Lossen, C. Koch und Wichmann untersucht. — Innerhalb des ganzen Gesteinscomplexes versuchte C. Koch eine Scheidung von unteren und oberen Taunusgesteinen vorzunehmen; die untere Abtheilung begreift nach ihm von unten nach oben:

körnig-flaseriger Sericitgneiss
flaserig-schieferiger Sericitgneiss
feinschieferiger Sericitgneiss
Hornblende-Sericitschiefer
Glimmer-Sericitschiefer
Bunter Sericitschiefer.

Die obere Abtheilung:

Grauer Taunusphyllit
Körniger Taunusphyllit
Quarzit der Taunusphyllite
Bunter Taunusphyllit
Dachschiefer im bunten Phyllit.

Die Taunus-Sericitgneisse Lossen's und Koch's stimmen ihrer makro- und mikroskopischen Structur nach nicht eben sehr mit Gneissen überein und Lepsius hält es für jedenfalls bezeichnender, dieselben Feldspathphyllite zu nennen (Geologie

v. Deutschl. I. 29; vgl. auch Wichmann, Verh. naturh. Ver. pr. Rh. u. W. 1877. 13). Der Sericitgneiss ist ein deutliches, körnig schieferiges oder -flaseriges Gemenge von Sericit, meist abgerundeten Individuen von Feldspath (theils Orthoklas, theils Albit), Quarz, seltener auch weissem und schwarzem Glimmer sowie einem chloritischen Mineral. Quarz und Feldspath wechseln an Menge sehr, letzterer ist nicht selten zerbrochen und durch Quarz verkittet. Lossen unterscheidet: 1) quarzreiche, chloritfreie oder -arme Sericitgneisse, bald ohne bald mit Glimmer; zu den glimmerleeren Gesteinen dieser Abtheilung von feinkörnig-geradschieferiger Ausbildung mit stecknadelkopf- bis erbsengrossen Quarzkörnern, meist verwitterten Albitkörnern und feinschuppiger grünlicher, sehr fett sich anfühlender Sericitmasse rechnet er die »gefleckten Sericitschiefer« Sandberger's und List's von Sonnenberg, Rambach, dem Nerothal, Dotzheim bei Wiesbaden, Kronthal, Soden, Homburg im rechtsrheinischen Taunus. Die glimmerführenden scheinen viel seltener zu sein und sind namentlich in Phylliten eingelagert zwischen Schweppenhausen und der Einmündung des Steyerbachs (linksrheinisch). — 2) albitreiche, quarzarme, chloritische Sericitgneisse.

Was die Gegenwart des Albits betrifft, so wurde er zuerst von Sandberger und List auf Quarztrümern der Schiefer von Naurod erkannt; dieser Albit von Naurod besitzt nach List das O-Verh. 1 : 2,75 : 11,5 mit 11,57 % Na_2O und keinem K_2O; sodann theilte Lossen (Z. geol. Ges. XIX. 1867. 589) Analysen mit, welche sich auf Albit beziehen, »fast rein in ½ Zoll bis ½ Fuss breiten Zonen und Schnüren ausgeschieden« in dem grobkörnigen Sericitgneiss von Schweppenhausen und einer zweiten Varietät von Argenschwang u. s. w.; Albit vom letzteren Ort hat die Durchschnittszusammensetzung: 66,25 SiO_2, 20,31 Al_2O_3, 10,28 Na_2O, 1,59 K_2O (98,43). Lossen hält diese Ergebnisse für genügend, die weite Verbreitung des Albits auch in der eigentlichen Gesteinsmasse anzunehmen, wogegen Wichmann (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1878. 264) an dem Vorwalten des Orthoklases festhielt, daneben aber auch Plagioklas beobachtete. Immerhin kommt neben dem Albit jedenfalls auch Orthoklas vor. — Accessorisch erscheinen in diesen Sericitgneissen: Magnetit, Titaneisen, gelegentlich mikroskopische Turmaline, Granaten, Eisenglanz. Aus einem der mächtigen Sericitgneisslinse zwischen Spall und Argenschwang im Soonwald angehörigen flaserigen Gestein isolirte Götz Nädelchen und Zwillinge von Rutil (N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 178).

Der Sericitschiefer, Lossen's Sericitglimmerschiefer, enthält Quarz, Sericit, Muscovit, ein dem Chloritoid ähnliches Mineral, vielleicht auch etwas Feldspath, und erscheint nach ihm in zwei Varietäten als: 1) reinschieferiger chloritfreier Sericitschiefer, bei welchem parallele Lagen von dichtem hornsteinähnlichem Quarz stetig abwechseln mit Sericitmembranen, denen zuweilen silberweisse Glimmerblättchen eingewebt sind, sodass das Gestein einen gebänderten Querbruch, hingegen eine gleichförmig mit Sericit überzogene, zuweilen gefältelte oder gerunzelte Spaltfläche zeigt. — 2) körnigschieferiger, flaseriger, chlorit- oder eisenoxydreicher Sericitschiefer: linsenförmige oder eckige Körner, auch kleinkörnige Aggregate von Quarz, eingebettet in netzförmig umschliessende Schiefermasse, welche aus Sericit mit eingewebten Muscovitblättchen besteht und durch Chlorit fleckig grünlich oder durch Eisenoxyd röthlich gefärbt ist. Nach von der Marck scheint die als Chlorit geltende feinvertheilte Substanz dem Chloritoid anzugehören (Verh. naturh. Ver. zu Bonn 1878. 261).

Zu dem in der oberen Abtheilung auftretenden Sericitphyllit Lossen's gehören u. a. die grünen und violetten Sericitschiefer List's und Sandberger's. Lossen unterscheidet ebenfalls: 1) grüne Sericitphyllite, bestehend nach List aus Sericit, Albit, einer chloritischen, einer amphibolischen Substanz (letztere zufolge Lossen wahrscheinlicher Augit), Quarz, Magnetit. Mikroskopischer Turmalin wurde in

mehreren Vorkommnissen gefunden (F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1875. 628). Die Gesteine sind dunkellauchgrün bis schwarzgrün, gewöhnlich einfarbig, selten gefleckt, fast matt bis schimmernd oder von ausgezeichnetem Seidenglanz bis halbmetallischem Perlmutterglanz, häufig gefaltet und gestreckt, mehr dick- als dünnplattig, von ziemlich ansehnlicher Härte; spärlich sieht man makroskopisch Quarzkörner, weisse Plagioklase, bisweilen silberweissen Glimmer. — 2) rothe Sericitphyllite, zusammengesetzt nach List's Partialanalysen aus Sericit, Quarz und einem durch HCl zersetzbaren wasserhaltigen Silicat chloritischer Natur nebst zahlreichen Blättchen von Eisenglanz. Albit scheint in diesen schon sehr thonschieferähnlichen Varietäten nicht vorhanden. Frisch sind die Schiefer violettgrau bis violettbraun, rothbraun bis kirschroth, ins stahlgraue oder kupferfarbige; mit den grünen Sericitphylliten werden sie durch grüngefleckte Varietäten eng verbunden. Beide Abarten sind am Taunus (Wiesbaden, Rambach, Naurod, Fraunstein, Homburg u. s. w.) weit verbreitet, in der linksrheinischen Fortsetzung auch noch in der Gegend von Bingen, weiter nach W. verschwinden sie. — In 5 »Sericitschiefern« des Taunus aus der Gegend von Wiesbaden und Naurod fand Thürach Zirkon häufig bis sehr häufig in oft sehr scharfen, kurzsäulenförmigen, bis 0,2 mm grossen Krystallen, auch abgerundeten Individuen.

I. Körnig-flaseriger Sericitgneiss (C. Koch); District Burg bei Rambach; sp. Gew. 2,603; Pufahl bei Lossen, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1884. 534.
II. Quarzarmer, albitischer, chloritischer Sericitgneiss von Winterburg gegen Winterbach zu; sp. Gew. 2,76; Ewald bei Lossen, Z. geol. Ges. 1867. 576.
III. Violetter Sericitphyllit vom Nerothal bei Wiesbaden; sp. Gew. 2,882; List.
IV. Grüner Sericitphyllit von der Leichtweisshöhle im Nerothal bei Wiesbaden; sp. Gew. 2,788; List; enthält noch 0,05% Cu_2O; in III und IV gibt List Wasser und Fluorkiesel an.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	77,08	56,58	55,84	60,22
Titansäure	0,26	—	0,51	1,49
Thonerde	11,50	22,21	15,62	15,96
Eisenoxyd	0,39	3,23	4,86	1,11
Eisenoxydul	0,82	2,42	8,25	4,94
Kalk	0,11	0,88	0,50	2,20
Magnesia	0,05	0,19	1,39	2,67
Kali	7,97	4,33	6,13	2,58
Natron	0,87	6,40	1,70	6,71
Wasser	0,47	3,07	5,19	2,13
Phosphorsäure	0,05	0,09	—	0,04
Kohlensäure	0,07	0,07	—	—
Schwefelsäure	0,13	0,06	—	—
	99,77	99,53	99,99	100,01

Herm. Heymann fand auch Sericitglimmerschiefer und Sericitgneiss eingeschichtet mitten in das rheinische Devon zwischen Kövenich und Cröv an der Mosel (N. Jahrb. f. Min. 1871. 58; Z. geol. Ges. XXII. 1870. 918). Bunter Phyllit (F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1875. 628) bildet bei Bärstadt, s.w. von Langenschwalbach, eine Einlagerung im Hunsrückschiefer.

Als fernere Glieder dieses Taunusschiefer-Complexes werden von Lossen noch aufgeführt:

Quarzreiche Sericitadinolschiefer, eine dichte Gesteinsmasse, wohl vorwiegend aus Quarz, Feldspath, Sericit zusammengesetzt, untermengt mit kleinen

Schüppchen, grösseren Flasern oder ausgedehnten, äusserst dünnen Lagen grünlichgelben dichten Sericits; solche Gesteine erscheinen namentlich zu Stromberg (Hunsrück), kommen aber auch, wie es scheint, im rechtsrheinischen Taunus vor; das von Stromberg enthält u. a. 73,97 % SiO_2, 3,45 Na_2O auf 3,49 K_2O. Ähnliche Massen scheinen es zu sein, welche in den unterdevonischen Ardennenphylliten vorkommen und dort Eurit genannt wurden.

Hornblendesericitschiefer Koch's, sehr feinkrystallinisch, chloritschieferähnlich, enthält ausser Sericit und Amphibol noch Quarz, Magnetit, auch Chloritoid (vgl. von der Marck, Verh. naturh. Ver. pr. Rh. u. W. 1878. 260), Kalkspath, Biotit, Eisenglanz; Feldspath nur ganz accessorisch. Auf Klüften erscheinen Quarz, langgezogene grüne Chloritoidfasern, Kryställchen von Albit und Epidot, Axinit (vgl. C. Schmidt in Z. f. Kryst. XI. 1886. 597). In anderen solchen Schiefern tritt der Sericit sehr oder vielleicht ganz zurück und sie zeigen dann deutlicher Hornblende, Albit, Epidot (Lossen, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1884. 535).

Sericitaugitschiefer Lossen's (später Augitschiefer genannt); in einer grünlichgrauen, wie dichte Diabasgrundmasse aussehenden Masse liegen, stets innig damit verwachsen, 1—4 mm im Querschnitt messende Augite, Krystallkörner von dunkellauchgrüner bis schwärzlichgrüner Farbe. Jene Hauptmasse besteht aus Sericit, Chlorit, Augit und einem feldspathigen Bestandtheil (Albit?), Magnetit, mitunter auch Kalkspath. Im Grossen immer deutlich lagerartig zwischen den albitreichen Sericitgneissen eingebettet, zeigt das Gestein im Inneren der Bänke fast kaum planparallele, mindestens grobplattige Beschaffenheit (Winterburg, zwischen Spall und Argenschwang auf der linken Rheinseite). Bänder, Knauer oder Trümer von grosskörnig blätterigem gestreiftem Feldspath mit eingewachsenem Fettquarz treten bisweilen hervor. Damit verbindet Lossen den Sericitkalkphyllit, ebenfalls im linksrheinischen Taunus (die streichende Fortsetzung bildend, wo die echten Augitschiefer aufhören), im Handstück einem dichten Eruptivgestein zum Verwechseln ähnlich, dunkel- bis lebhaft lauchgrün, fest und zähe, mit Säuren mehr oder weniger lebhaft brausend. »Auch u. d. M. gleicht dieses Gestein der Grundmasse der Augitporphyre gar sehr, nur fehlt unter den körnigen Gemengtheilen der Augit fast ganz.« Albit, Kalkspath, wohl noch Quarz bilden das Gemenge, in welches Sericit und Chlorit flaserig schuppig eingewachsen sind. Eisenglanz, Magnetit, Eisenkies auch vorhanden. — Zufolge Milch sind Hornblendesericitschiefer, Sericitaugitschiefer, Sericitkalkphyllit in ihrer jetzigen Erscheinungsweise und Mineralzusammensetzung aus Gliedern der eruptiven Diabasfamilie durch Pressionsmetamorphismus hervorgegangen (vgl. II. 735).

Die geologische Stellung dieser schieferigen, gänzlich fossilfreien Taunusgesteine ist sehr verschieden beurtheilt worden. v. Dechen vertrat zuletzt die Ansicht, dass dieselben mit den krystallinischen Schiefern des Odenwaldes aequivalent und der azoischen Formationsgruppe angehörig seien; für ihn beginnt das Unterdevon erst mit dem hangenden Taunusquarzit (Bemerk. z. 2. Aufl. der Übers.-K. d. Rheinpr. u. Westph. 47; Erläuter. z. geol. Karte d. Rheinpr. u. d. Prov. Westph. II. 1884. 55). Dagegen hatten Sandberger, F. Roemer, Lossen dieselben für metamorphisches tiefes Unterdevon (Letzterer auch einen Theil derselben für eingelagerte, durch Dislocationsmetamorphose veränderte Eruptivgesteine) erklärt. Wichmann schrieb den Taunusschiefern ebenfalls einen anfänglich klastischen Zustand zu und glaubte in vielen Fällen entscheiden zu können, welche Gemengtheile dem ursprünglichen Substrat angehört haben und welche erst bei der späteren Metamorphose entstanden sind; doch scheinen die von ihm zusammengestellten Momente wohl zum grossen Theil für den gedachten Zweck nicht recht beweiskräftig. C. Koch ertheilte den Gesteinen auf den von ihm bearbeiteten Blättern der preussischen Specialkarte

die Farbe des Cambriums. Lepsius, Kayser und anfänglich auch Gosselet erblickten in diesen Ablagerungen Aequivalente der tiefsten Stufe des belgisch-französischen Unterdevons, des Gedinnien, und zwar einerseits auf Grund der grossen petrographischen Ähnlichkeit mit diesen Ardennengesteinen, andererseits, weil sie ebenso wie letztere unmittelbar und concordant unter dem Taunusquarzit liegen (über welchem dann aufwärts die Hunsrückschiefer und darauf die Coblenzer Grauwacke folgen). Zuletzt hat sich aber Gosselet im Verein mit Barrois dafür ausgesprochen, dass nur der oberste Theil der ganzen Schichtenfolge, die »bunten Taunusphyllite« Koch's dem Gedinnien, wie es z. B. bei Spaa entwickelt ist, angehört, die ganze mächtige liegende Partie der krystallinischen Taunusgesteine aber älter sei und zwar theils dem Cambrium (Koch's graue und körnige Taunusphyllite), theils dem azoischen Urgebirge (Sericitgneisse, Hornblende- und Glimmersericitschiefer) entspreche (Ann. soc. géol. du Nord XVII. 1890. 300; vgl. auch v. Reinach, Z. geol. Ges. XLII. 1890. 612). Auffallend bei dieser Deutung ist allerdings, dass im Taunus und Hunsrück die sämmtlichen Schichten concordant liegen, während in den Ardennen das unterdevonische Gedinnien discordant auf seiner cambrischen Unterlage aufruht.

F. und G. Sandberger, Die Versteinerungen d. rhein. Schiefergebirge in Nassau. Wiesbaden 1850—56.

List, Jahrb. d. Ver. f. Naturk. im Herzogth. Nassau. VI. 1850. 126 und 1852. 128; Annal. d. Chem. u. Pharm. LXXXI. 1852.

Lossen, Geognost. Beschreib. d. linksrhein. Taunus, Z. geol. Ges. XIX. 1867. 509. — Kritische Bemerkungen z. neueren Taunusliteratur, ebendas. XXIX. 1877. 341. — Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1884. 534. — Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 644.

Wichmann, Mikrosk. Unters. über die Sericitgesteine des Taunus, Verh. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. 1877. 1.

F. Zirkel, N. Jahrb. f. Min. 1875. 628.

C. Koch, Erläuter. z. geol. Specialk. v. Preussen u. s. w., Blätter Königstein, Platte, Eltville u. Wiesbaden 1880. — Vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1877. Ref. 541; Correspondenzbl. nat. Ver. pr. Rh. u. W. 1874. 92.

Milch, Z. geol. Ges. XLI. 1889. 394.

Chloritschiefer.

(Ripidolithschiefer, Klinochlorschiefer, Chloritoschiste, Schiste chloriteux.)

Der Chloritschiefer ist ein schuppig-schieferiges oder schuppig-körniges Aggregat von einem vorwiegenden chloritischen Mineral, welches, wie es scheint, in den allermeisten Fällen dem Klinochlor, nur in seltenen dem Pennin angehört, in der Regel mit etwas Quarz, oft auch mit Feldspath, Glimmer oder Talk, Epidot, Magnetit. Die gewöhnliche Farbe des Gesteins ist unrein lauchgrün bis schwärzlichgrün, der Strich grünlichgrau; hauptsächlich aus Chlorit bestehend ist es sehr weich und milde. — Der Klinochlor zeigt bisweilen, bald feiner, bald deutlicher, einen Aufbau aus Zwillingslamellen. A. Böhm erwähnt

aus dem Wechselgebirge in Niederösterreich einen Chloritschiefer, bestehend aus Klinochlor mit polysynthetischer Zwillingsbildung, viel weissem Glimmer, wenig Quarz und Feldspath, Eisenglanzschüppchen, in grosser Menge kohliger Substanz. Einen Penninschiefer beschreibt Tschermak aus dem Zillerthal; die feinschuppige Hauptmasse aus Pennin ist ungemein schwach doppeltbrechend, fast einfachbrechend mit kaum erkennbar positivem Charakter, schwach gelblichem und grünlichem Dichroismus; darin liegen Magnetit, kleine aus Pennin bestehende säulenförmige Pseudomorphosen, Körnchen von Diopsid und Blättchen von Klinochlor, welche letztere beide durch stärkere Doppelbrechung von der Penninmasse abstechen. — Der Chloritschiefer ist meistens dickschieferig ausgebildet und lässt sich nicht leicht in dünne Lamellen spalten. Vielfach sind wohl Phyllite, die nur wenig Chlorit enthalten, als Chloritschiefer bezeichnet worden. Überhaupt ist es immerhin fraglich, ob die Vorkommnisse, welche als Chloritschiefer aufgeführt werden, in der That auch alle in erster Linie aus einem wirklichen Mineral der Chloritgruppe bestehen.

Ist der Quarz vorhanden, so ist er entweder fein durch das ganze Gestein vertheilt, welches alsdann grössere Härte gewinnt, oder darin in Form von zerstreut liegenden Linsen, Lamellen und Nestern angesammelt; bisweilen durchzieht er dasselbe als dünne Adern und Trümer. Auch u. d. M. zeigen sich wohl chloritreichere und quarzreichere Streifen. — Durch das vermehrte Eintreten grösserer Feldspathe erhalten die Chloritschiefer ein gneissähnliches Aussehen; doch hebt Roth (Geol. II. 547) mit Recht hervor, dass es nicht angemessen sei, feldspath- und quarzhaltige Chloritschiefer als »Chloritgneiss« zu bezeichnen (wie dies von Gümbel für Vorkommnisse aus dem ostbayerischen Grenzgebirge geschehen ist). In den salzburger und oberkärntner Alpen kennt man periklinführende Chlsch.; Strüver beobachtete complicirte Albitzwillingsgruppen im Chlsch. von Mocchie zwischen dem Thal des Usseglio und dem der Dora riparia in Piemont (N. Jahrb. f. Min. 1871. 351). — Magneteisen in grösseren scharfen Oktaëdern ist oft in reichlicher Menge vorhanden: Winterkar im Salzburgischen (sehr massenhaft), rauriser und zillerthaler Alpen (Greiner im Zemmgrund), Pfitsch und Ahren in Tirol; zwischen Promiri und Metokhi auf der magnesischen Halbinsel in Thessalien; Chlsch. des Urals; Monroe in New-York; Bridgewater und Marlborough in Vermont; Windsor in Massachusetts. Der Magnetit ist oft mit Titaneisen verwachsen, wobei im regelmässigsten Falle 0R des Titaneisens den Oktaëderflächen des ersteren parallel gestellt ist (Cathrein, Z. f. Kryst. XII. 1886. 40), oder von Rutilprismen fächerförmig oder radial umgeben. Bei Brussiansk im Ural findet sich um den Magnetit eine Hülle von Chlorit, dessen Blättchen senkrecht auf den Oktaëderflächen stehen (G. Rose). Nach Genth (Proceed. amer. philos. soc. XX. 1882. 396) sind die Magnetitoktaëder eines Chlsch. von Mineral Hill in Carroll Co., Maryland, stellenweise ganz in Talk umgewandelt. — Epidot ist z. B. sehr verbreitet in den alpinen Vorkommnissen; ein Epidotchloritschiefer, bestehend aus schwärzlichgrünem Chlorit und zahlreichen 1—1,5 mm grossen Epidotkörnern (spärlich Muscovit, Quarz, Feldspath) findet sich zwischen Promiri und Metokhi

auf der magnesischen Halbinsel (Becke). — Der häufige Glimmer ist theils Biotit, theils Muscovit, letzterer bisweilen auf den Schieferungsflächen angereichert.

Mancherlei Mineralien treten ausserdem als accessorische Gemengtheile auf und zwar sehr häufig in schönen, um und um ausgebildeten Krystallen; namentlich Granat (∞O): Granatenkopf bei Gurgl im Oetzthal, bis $3\frac{1}{2}$ Zoll gross, oft ganz oder zum Theil mit einer Talk- oder Chloritrinde versehen; im hinteren tiroler Zemmthal, am Rossrücken, bis 1 Zoll gross; Böhmisch Neustädtl; New-Fane und Marlborough in Vermont. Sehr merkwürdig sind die von Raphael Pumpelly beschriebenen, bis $1\frac{1}{2}$ Zoll grossen Pseudomorphosen nach Granat, welche, in dem Chlsch. vom Spurr Mountain am Oberen See liegend, selbst grösstentheils aus Chlorit mit beigemengten kleinen Magnetitoktaëderchen bestehen; manche dieser grossen Dodekaëder enthalten nur noch etwa 5% unveränderten Granat (Amer. journ. X. 1875. 17). — Strahlstein: in den Chlsch.n des Fichtelgebirges und des ostbayerischen Grenzgebirges; Pfitscher und Zillerthal; Orijärfvi in Finnland (Wiik, N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 17); reichlich im Powjenezer Kreise des Gouv. Olonez (nach Inostranzeff). — Hornblende: um Lienz in Tirol; schwarze Hornblende bei Beresowsk im Ural; grosse schwarzbraune Prismen in dem Chlsch. von Benguet auf Luzon (Oebbeke). Am Fürtschlagl im Schlegeisen- oder Hörpinger Grund (ö. vom Zamserthal, Tirol) wird der normale feinschuppige Chlsch. von Strahlenbüscheln und Garben schöner Pseudomorphosen von blätterigem Chlorit nach Hornblende (Strahlstein) durchsetzt, ohne Rest der ursprünglichen Substanz (Cathrein, Z. f. Krystallogr. XII. 1887. 40). — Schwarzer Turmalin: im Pfitscher und Zillerthal, z. Th. in Chlorit verändert; bei Mocchie zwischen dem Thal des Usseglio und dem der Dora riparia in Piemont; Gouvern. Olonez; Gornoschit, Schabrowskoi, Kossoibrod im Ural (am letzteren Orte sind die Enden oft in Chlorit umgewandelt); Bromado in Brasilien. — Titanit und Apatit, nicht selten in den Alpen. — Korund enthält nach Genth der Chlsch. von Gainesville in Hall Co., Georgia, welcher auch Turmalin, Strahlstein, Asbest führt; der Korund wird umgeben von einem Aggregat aus Margarit und einem erdigen, mit Quarz gemengten Mineral; Kossoibrod im Ural (G. Rose); bei Nischne-Issetsk, s. von Jekaterinburg, bildet Korund grobkrystallinische Nester und Knollen, in denen er z. Th. in wohlbegrenzten bläulichen oder farblosen Krystallen erscheint, und von zahlreichen anderen Mineralien begleitet wird (Klinochlor, Diaspor, Margarit, Turmalin, Rutil), namentlich aber so innig mit Chlorit gemengt ist, dass »an einer Umwandlung von Korund in Chlorit nicht gezweifelt werden kann« (Arzruni). — Der Chlsch. von Nischne-Issetsk führt auch Nester von Chromit, welcher auf seinen Klüften und Berührungsstellen mit dem Schiefer Chromturmalin enthält. — Smirgel bei Mramorskoi, 15 Werst von Gornoschit. — Gastaldit: Thäler von Aosta und Locana (letzteres vom Orco durchströmt) in Piemont, hier auch Sismondin, nach Strüver. — Zoisit: Einsiedel in Böhmen (mikroskopisch). — Perowskit und Walnewit auf der Grube Nikolaje-Maximilianowsk bei Achmatowsk (N. v. Kokscharow, N. Jahrb. f. Min. 1877. 802). — Rutil, nicht gerade sonderlich häufig: Schelgaden im Lungau

(Salzburg), Pfitscher und Zillerthal (zufolge Cathrein). — Cyanit, im Fichtelgebirge nach Gümbel. — Carbonate (Kalkspath und Bitterspath) u. a. in alpinen Vorkommnissen. — Graphit, hin und wieder. — Von Erzen erscheinen ausser dem Magnetit Eisenglanz, Titaneisen, Eisenkies, Kupferkies. — Inostranzeff will im Chlsch. aus dem Gouvern. Olonez halbdurchsichtige Klümpchen, die im reflectirten Licht bald weiss, bald graulichweiss, dunkelgrau oder fast schwarz wolkig getrübt aussehen und von HCl nicht angegriffen werden, für Thon halten (Titanitaggregate?).

Bemerkenswerth ist, dass für die accessorischen Mineralien Granat, Turmalin, Hornblende und Strahlstein (sowie Korund) selber die Möglichkeit einer Umwandlung in Chlorit nachgewiesen wurde.

In Drusenräumen und auf Klüften finden sich (namentlich reich an solchen Mineralien ist der Chlsch. des Greiner im Zillerthal): Quarz, Epidot, Orthoklas, Periklin, Apatit, Vesuvian, Zoisit (rother auf Klüften bei Gornoschit und Mramorskoi, Ural), Rutil, Anatas, Titanit, Perowskit, Zeolithe. Der kupferkieshaltende Chlsch. von Prettau im tiroler Ahrenthal führt nach Niedzwiedzki auf kleinen Klüften gediegen Kupfer (Verh. geol. R.-Anst. 1871. 304).

U. d. M. zeigt sich das Chloritaggregat meist als eine blätterige grüne Hauptmasse von verworrener Structur; auch sind die Blättchen des Chlorits mehrfach etwas gekrümmt und dabei zu mehreren concentrisch-schalig in einander gelagert; die vom Schliff quer getroffenen, mehr oder weniger auf der Kante stehenden Blättchen machen einen etwas faserigen Eindruck. Bisweilen erscheint der Chlorit auch wohl mehr oder weniger gebräunt. Der begleitende Quarz ist in der Regel recht rein.

I. Chlsch. aus dem Pfitschthal, Tirol; Varrentrapp in Poggend. Ann. XLVIII. 1839. 189.
II. Chlsch., graugrün und feinschuppig, hier und da mit einem schwarzen Glimmerblättchen; vom Riffelhorn s. von Zermatt, nach dem Gorner Gletscher zu; Bunsen, Mittheil. an Roth 1861.
III. Chlsch. mit 29,67 % Quarz, n. von Kuchjapochjahelli am Meer, Insel Hochland; Lemberg im Arch. f. Naturk. Livl. (I) 1867. IV. 202.
IV. Chlsch. von Benguet auf der Insel Luzon, nach Entfernung des Magnetits; Oebbeke.

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	31,54	42,08	49,55	26,22
Thonerde	5,44	3,51	14,54	23,70
Eisenoxyd	10,18	—	4,59	15,76
Eisenoxydul	—	26,85	15,74	14,54
Manganoxydul . . .	—	0,59	—	0,10
Kalk	—	1,04	—	1,70
Magnesia	41,54	17,10	9,37	8,31
Kali.	—	—	—	0,58
Natron	—	—	0,22	0,48
Wasser	9,32	11,24	4,85	7,28
	98,02	102,41	98,86	98,72

Die Kieselsäuremenge in I stimmt mit der des Minerals Chlorit überein; dagegen enthält dies meist nur 3—5 % FeO und 33—36 % MgO, dafür aber 15—19 % Al_2O_3; nach dem Thonerdegehalt kann in I nur ca. 25 % Chlorit vorhanden sein. Noch abweichender von der Chloritzusammensetzung ist II, worin auch eine Spur von Alkalien angeführt wird. Zieht man in III die angegebene Menge Quarz ab, so erhält man u. a. 28,4 SiO_2, 20,8 Al_2O_3, 22,5 FeO, 13,4 MgO, 7 H_2O, was in der That eine chloritähnliche Zusammensetzung ist. IV enthält noch 0,68 TiO_2. — Das spec. Gew. beträgt 2,8—3.

Der stets deutlich geschichtete, durch grosse Ebenheit und Regelmässigkeit der Schichtungsflächen ausgezeichnete Chlsch. tritt als Lager und Schichten im oberen Gneiss, Glimmerschiefer und Phyllit auf; er zeigt Übergänge in Hornblendeschiefer und Strahlsteinschiefer, in Glimmerschiefer und Phyllit, in schieferigen Serpentin; mit allen diesen Gesteinen kommt er auch wechsellagernd vor. Der Chlorit selbst ist wohl oft zum grossen Theil aus Hornblende oder Augit entstanden, mit deren Umwandlung dann vielfach eine Ausscheidung von Magnetit und Carbonaten Hand in Hand ging; der mitvorhandene Strahlstein konnte sich dabei in Talk umsetzen. — Einlagerungen von Quarzit, körnigen Kalksteinen, Serpentin, Magneteisen, Eisenglimmerschiefer sind nicht selten; diese untergeordneten Quarzlager im Chlsch. erweisen sich mitunter als goldhaltig, wie es z. B. bei denjenigen der Südstaaten Nordamerikas (vgl. Herm. Credner in N. Jahrb. f. Min. 1867. 442), den brasilianischen und denen von Sennaar in Nordostafrika der Fall ist. Auch epidotreiche Schiefer bilden Einlagerungen im Chlsch. Bei Rittsteig, s.ö. vom Hohen Bogen im ostbayerischen Grenzgebirge, führt er an Eisenkies und Graphit reiche Zwischenschichten in sich. Bei Nischne-Issetsk s. von Jekaterinburg im Ural enthält er Einlagerungen von Paragonitschiefer (Arzruni).

Bei Erbendorf im ostbayerischen Grenzgebirge führt der mit Hornblendeschiefer verknüpfte Chloritschiefer Magnetit, Quarz, Strahlstein, Magnesit und Bitterspath, auch Feldspath; im Fichtelgebirge wird der Hornblendeschiefer zwischen Berneck und Hof von einem schmalen Streifen Chlsch. bedeckt (Gümbel). — Im nordwestl. Mähren, n.ö. von Frankstadt bei Schönberg, ferner w. von Buschin; auch auf der Linie von Bergstadt über Deutsch-Eisenberg bis zur Marchebene (Lipold); im Rosaliengebirge Niederösterreichs (Cžjžek). — In Ungarn in der Gegend von Pressburg und im Südwesten bei Glashütten unfern Schlaming. — In Vereinigung mit Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer haben die Chlsch. in den Alpen Salzburgs und Oberkärntens eine grosse Verbreitung; diese Gesteine lagern sich in mächtiger Entwickelung im N. und S. an die aus Granitgneiss bestehende Centralmasse an. In Salzburg z. B. im Gasteiner Thal, Schelgaden im Lungau, Winterkar w. vom Kapruner Thal, Muhrwinkel. In den tiroler Alpen Oetzthal, Pfitscher Thal, Zillerthal, oberhalb Pfuns bei Matrey, im Ahrenthal, Umbalthal, Tefferegger Thal; um Lienz; der Gipfel des Grossglockners besteht nach v. Rosthorn und Schlagintweit aus Chlsch. Heinr. Credner beschrieb die Verhältnisse dieser alpinen Schiefer ausführlich im N. Jahrb. f. Min. 1850. 517. Auch in anderen Alpengebieten: Bristenstock, im s. Theil des oberhalbsteiner Rheinthales, zwischen dem Valser und Safienthal in Graubünden, im Malencothal im Veltlin, in der Gegend von Chamoix im Val Tournanche, am Col d'Alléo in der Centralmasse der Dent Blanche. In den piemontesischen Thälern von Aosta und Locana. Vallone Ferulco bei Roccaforte

in Calabrien (G. vom Rath, Z. geol. Ges. 1873. 196). Zwischen Promiri und Metokhi auf der Südhälfte der Halbinsel Magnesia in Thessalien, begleitet von Epidot-Chloritschiefer; sehr weit und reichlich auch auf der Halbinsel Chalkidike entwickelt.

In Schweden und Norwegen an manchen Orten; der Gneiss von Göteborg enthält nach Hausmann häufige Einlagerungen von Chlsch. Orijärfvi in Finnland. Kuchjapochjabelli auf der Insel Hochland im finnischen Meerbusen (Lemborg, Archiv f. d. Naturk. Livlands u. s. w. IV. 1867. 212). Im russischen Gouvern. Olonez (Inostranzeff). — Sehr grosse Verbreitung gewinnen die Chlsch. nach G. Rose im mittleren Zuge des Urals um Jekaterinburg und weiter nordwärts (Brussiansk, Werch-Neiwinsk, Nischne-Issetsk, Beresowsk, Newjansk, Gornoschit, Mramorskoi, Schabrowskoi, Schelesink, Kossoibrod, Nasimkaja-Gora bei Slatoust). — Zu den Chloritschiefern gehört wohl das von Kotō als Chloritamphibolit bezeichnete Gestein, welches im Chichibu-District Japans auftritt; die grasgrüne Hauptmasse besteht grössteutheils aus Chlorit mit etwas Epidot, Aktinolith, zuweilen Calcit, Quarz, Rutil und Titanit, reichlich Pyrit und Eisenglanz; unzählige weisse, bis 2 mm grosse Albite treten daraus fleckig hervor, im Inneren reich an Epidot, mit spärlichen Einschlüssen von Aktinolith, Turmalin, Granat. — Auch in Nordamerika, z. B. in den Staaten Vermont, Massachusetts, Rhode-Island, treten Chlsch. als ausgedehnte Bildungen auf. — Russegger berichtet, dass in Sennaar der Chlsch. weitverbreitet vorkommt; er enthält zahlreiche Ausscheidungen von Quarz und mächtigere Quarzitlager, darunter die goldführenden, welche sich im Adithale, s. von Fazoglo finden.

Aus dem Bergrevier von Jekaterinburg im Ural beschreibt Kantkiewicz unter dem eigenthümlichen Namen Uralitschiefer ein Gestein, welches hier angereiht werden möge; seine grobschieferige Hauptmasse besteht u. d. M. aus einem kleinkörnigen Gemenge von Chlorit und Epidot mit accessorischem Quarz und Biotit. Porphyrähnlich sind ziemlich grosse Krystalle vorhanden, welche die äussere Form des Augits haben, aber u. d. M. aus grüner faseriger Uralitmasse bestehen, in der stellenweise farblose Partieen unzersetzten Augits noch zu sehen sind. Der Uralit ist mitunter in büschelige Aggregate eines grünen chloritischen Minerals weiter umgewandelt (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 357).

Tschermak über Chloritschiefer, Sitzgsber. Wien. Akad. C. 1. Abth., Febr. 1891. 36.
Lipold, Chl. im n.w. Mähren, Jahrb. geol. R.-Anst. X. 1859. 226.
Čžjžek, Chl. im Rosaliengebirge, Niederösterreich, ebendas. V. 1854. 494.
Böhm, Chl. im Wechselgebirge, Niederösterreich, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 211.
Walter, Chl. der s. Bukowina, Jahrb. geol. R.-Anst. XXVI. 1876. 345; auch Paul, ebendas. 277.
Hussak, Chl. von Matrey und Pfuns, Tirol, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 74.
Stur, Chl. der Gegend von Lienz, Tirol, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 830; VII. 1856. 408.
Schlagintweit, Chl. des Grossglockners, Z. geol. Ges. III. 1851. 119.
Niedzwiedzki, Chl. im Ahrenthal, Umbalthal u. s. w., Tirol, Jahrb. geol. R.-Anst. XXII. 1872. 245.
Heinr. Credner, Chl. der Centralalpen, N. Jahrb. f. Min. 1850. 517.
G. vom Rath, Chl. des Bristenstocks, Schweiz, Z. geol. Ges. XIV. 1862. 398.
Strüver, Chl. von Mocchie in Piemont, N. Jahrb. f. Min. 1871. 351.
Strüver, Chl. der Thäler von Aosta und Locana, Mem. Accad. dei Lincei (2) II. 1875. 333; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 213.
Becke, Chl. der Halbinsel Magnesia, Thessalien, Min. u. petr. Mitth. II. 1880. 33.
Neumayr, Chl. der Halbinsel Chalkidike, Jahrb. geol. R.-Anst. XXVI. 1876. 250.
v. Foullon, Chl. vom Baba-Dagh, n.ö. Karien (Kleinasien), Verh. geol. R.-Anst. 1890. 112.

Inostranzeff, Chl. des Gouvern. Olonez, Studien über metamorphosirte Gest. d. G. O. Leipzig 1879. 40.
G. Rose, Chl. des Urals, Reise nach dem Ural, I. 127. 157. 260. 475; II. 538.
Zerrenner, Chl. aus dem Ural, Z. geol. Ges. I. 1849. 478.
Arzruni, Chl. von Beresowsk (Berjósowsk), Ural, Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 881; von Nischne-Issetsk ebendas. 681.
Bundjiro Kotō, Gestein aus Chichibu, Japan, Journ. coll. of science, Imp. univ. of Japan II. 1888. 101.
G. Rose, Chl. von Bromado, Brasilien, Z. geol. Ges. XI. 1859. 468.
Russegger, Chl. von Fazoglo, Sennaar, N. Jahrb. f. Min. 1840. 51.
Götz, Chl. vom Copperberg im n. Transvaal, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1885. 135.
Oebbeke, Chl. von Benguet u. Ilocos Norte, Luzon, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. I. 1881. 499.

Topfstein.

(Lavezstein, Giltstein, Potstone, Pierre ollaire, Lavezzi.)

Ein filzig-schuppiges grünlichgraues bis schwärzlichgrünes Gestein, welches wesentlich aus einem dichten Gewebe von Chlorit oder Talk besteht. Die Masse ist mild, lässt sich mit dem Fingernagel ritzen, mit dem Messer schneiden, braust bisweilen mit Säuren, widersteht aber dem heftigsten Feuer. Sehr häufig ist auch zu den innig mit einander verbundenen und verfilzten Chloritblättchen Talk oder zu den vorwaltenden Talkblättchen Chlorit hinzugemengt. Kalkspath oder Dolomit erscheint in Körnern oder durch die Masse vertheilt, wie dies gleichfalls mit Serpentin der Fall ist. U. d. M. sind die Carbonate als vieldurchspaltete Partieen oder Rhomboëder zu gewahren. Glimmerblättchen finden sich auch hier und da, reichlich und häufig ist Magnetit, seltener Eisenkies eingesprengt. Der Topfstein von Trondhjem enthält kleine Mengen von Titaneisen, der von Chiavenna und von Kvikne in Norwegen Magnetkies. Über Magneteisen, Eisenkies, Kalkspath, Bergkrystall, Eisenspath, Magnesit, Dolomit, eingewachsen im Lavezstein bei Scaleglia am Zusammenfluss des Vorder- und Mittelrheins vgl. Leuze, Ber. über die XX. Vers. d. oberrh. geol. Vereins 1888. Meistens sind die Chloritblättchen verworren durcheinander gewoben, bisweilen besitzen sie einen gewissen Parallelismus, wodurch schieferige Topfsteinvarietäten entstehen. — Wegen der leichten Bearbeitbarkeit werden mancherlei Gegenstände aus dem Tst. gefertigt und seine Feuerbeständigkeit macht ihn zum vortrefflichen Material für Öfen und Töpfe.

I. Schiefergrauer von Kutnagherry in Indien, vgl. Roth, Geologie II. 546.
II. Grünlicher, schuppig-körniger von der Julier-Säule auf dem Julierpass, Gümbel, N. Jahrb. f. Min. 1878. 296.
III. Graugrüner mit Talklamellen und Chloritblättchen von Chiavenna. Delesse in Ann. des mines (5) 1856. X. 334.
IV. Graugrüner von Kvikne in Norwegen. Delesse ebendas.
V. Graugrüner mit Chloritblättchen von Potton in Canada. Delesse ebendas.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	47,12	46,31	36,57	38,53	29,88
Thonerde	8,07	2,10	1,75	3,55 }	29,53
Eisenoxyd	3,82 }	10,13	5,85	8,20 }	
Eisenoxydul	— }		—	—	—
Kalk	—	0,25	1,44	4,02	0,77
Magnesia	32,49	34,16	35,39	31,45	28,32
Kali	—	0,05	—	—	—
Natron	—	0,92	—	—	—
Wasser	8,50	1,20	4,97	4,25	11,50
Kohlensäure	—	—	14,03	10,00	—
Kohl. Kalk	—	1,50	—	—	—
Kohl. Magnesia	—	4,30	—	—	—
	100,00	100,92	100,00	100,00	100,00

Die Zusammensetzung ist demgemäss sehr wechselnd; der Hauptsache nach aber sind alle diese Topfsteine wasserhaltige Magnesiasilicate. Der höhere Thonerdegehalt in I wird wohl zum Theil durch Gegenwart von Chlorit hervorgebracht. II wurde durch Gümbel vermittels HCl in 24,5 % unlösliche und 75,5 % lösliche Theile zerlegt; der unzersetzbare Antheil ist nach seiner chemischen und mikroskopischen Analyse der Hauptsache nach Talk, welchem Chlorit, Strahlstein und ein Natronkalkfeldspath beigemengt scheint; in dem zersetzbaren Antheil findet sich Kalk und eisenhaltiger Magnesit, auch schliesst Gümbel auf ein serpentinartiges Mineral und hält, um die grosse Magnesiamenge (44,59 %) in dem löslichen Theil zu deuten, ferner die Gegenwart eines brucitartigen Minerals für wahrscheinlich, wogegen aber der geringe Wassergehalt (hier 2,09) spricht; alle diese Annahmen genügen aber noch nicht, um die grosse Menge (75,5 %) des Löslichen zu deuten, und so nimmt denn Gümbel schliesslich noch eine chloritartige, aber durch Säure zersetzbare, dem Chloropit verwandte Substanz an. — Die Kohlensäure in III und IV scheint vorzugsweise an MgO und FeO gebunden, daher auch letzteres anstatt des Fe_2O_3 vorhanden zu sein. Im Feuer verlieren die Topfsteine durch das Entweichen von H_2O und CO_2 7—21 %.

Der Topfstein findet sich mit Serpentin und Chloritschiefer vergesellschaftet, in welche beiden Gesteine er auch übergeht. Chiavenna, Dissentis, Val Malenco (Seitenthal des Veltlins), Pontresina, Val Peccia (Tessin), Guttanen im Oberhaslithal in den Alpen; bei Zöptau und Petersdorf in den Sudeten; Edet in Ostgothland und Rådanefors in Schweden. Umgegend von Trondhjem in Norwegen; Boston in Massachusetts; Potton in Canada. Aus den grauen Biotitgneissen zwischen Frederikshaab und Godthaab an der grönländischen Westküste erwähnt Kornerup kleine Einlagerungen von Topfstein (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 191. Ref.).

Delesse unterscheidet dreierlei Topfsteine:

a) Chlorittopfstein, welcher fast gänzlich aus Chlorit besteht, dessen Lamellen bald mikroskopisch, bald mehrere Millimeter lang sind; er wird immer beträchtlich durch Säuren angegriffen; die Analyse V betrifft einen Chlorittopfstein; solche Gesteine kommen vor zu Montesehens in der Gemeinde Ossola, in der Um-

gegend von Pignerolles, zu Campei in der Gemeinde Camandona bei Biella, zu Balma della Vessa in der Gemeinde Ala in Piemont, zu Trondhjem in Norwegen, Potton in Untercanada, Gya und Dajpoor in Indien.

b) Steatit- und Talktopfstein, meistens von hellerer Farbe, wie der von Prales in Piemont, der grönländische, der von Hospenthal am St. Gotthard, einige Varietäten von Chiavenna und Kvikne in Norwegen, der von Madras in Indien, welcher Balpum genannt wird.

c) Eigentlichen Topfstein nennt Delesse denjenigen, welcher aus einem Gemenge von Chlorit und Talk besteht, z. B. Kutnagherry in Indien mit dunkelgrünem Chlorit und grünlichem Talk. Am Berge Calmot am östl. Ende des Oberalpsees im Quellgebiet des Rheines fand vom Rath ein Gestein (Talkchloritschiefer), bestehend aus liniendicken Lagen von silberglänzendem Talk, welche mit papierdünnen Schichten dunkelgrünen Chlorits abwechseln.

Übrigens werden auch in den Alpen als Topfstein oder Giltstein Massen bezeichnet, welche den vorstehend beschriebenen nicht ganz entsprechen. Nahe dem Südportal des St. Gotthard-Tunnels liegt oberhalb der Tremolaschlucht ein »Topfstein«, dessen Hauptmasse ein Filz von Tremolitfasern ist (Stapff, Geol. Profil des St. G. in d. Axe des grossen Tunnels 1880. 45). Im Hintergrund des Selenentobels am Südabhang des Maderanerthals gehen nach C. Schmidt die eigentlichen dunkelgrauen feinschuppigen Giltsteine aus lichtgrünen Amphibolitschiefern hervor, indem asbestartige Substanzen ein Zwischenglied bilden (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 413).

Auf die Umwandlung von Dolomit in Topfstein hat Volger in seiner Entwickelungsgeschichte der Mineralien der Talkglimmerfamilie die Aufmerksamkeit gelenkt; es ist ein Vorgang, der sich in den Alpen an zahlreichen Punkten genau beobachten lasse und welcher sich durch eine Austauschung der Kohlensäure des Magnesiacarbonats gegen Kieselsäure unter Vermittelung von Wasser, sowie Auslaugung des Kalkcarbonats durch Wasser und die aus dem Magnesiacarbonat ausgeschiedene Kohlensäure in sehr befriedigender Weise erkläre. Über dieselbe Umwandlung von Dolomit in Topfstein auf dem Raasdals Fjeld, s.w. von Laurgaard in Gudbrandsdalen (Norwegen) erstattete Gurlt Bericht.

B. Studer, Geologie d. Schweiz, 1851. I. 314. 324.
Albin Heinrich, T. von Zöptau, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 97.
Albrecht Müller, T. im Maderaner u. Etzli-Thal, Verh. naturf. Ges. in Basel, Th. IV. H. 3. S. 362.
Gümbel, T. der Juliersäule u. von Pontresina, N. Jahrb. f. Min. 1878. 296.
Delesse, Biblioth. univers. de Genève 1856 (4) 213. Ann. des mines (5) X. 1856. 333 und Bull. soc. géol. (2) XIV. 1857. 281.
vom Rath, Z. geol. Ges. XIV. 1862. 385. — X. 1858. 203.
Gurlt, Niederrhein. Gesellsch. f. Nat.- u. Heilkunde 8. April 1863.

Talkschiefer.

(Talcite, Talcose slate, Schiste talqueux, Stéaschiste.)

Ein schieferiges Aggregat von vorwiegenden Talkschuppen, sehr häufig mit Quarz, mit chloritischen oder glimmerigen Mineralien gemengt. Der Talk-

schiefer ist von hellgelber, gelblichgrüner, grünlichgrauer bis ölgrüner Farbe, sehr weich und milde, fettig anzufühlen und besitzt Perlmutter- oder Fettglanz. v. Eschwege fand smaragdgrünen Tsch. zu Morro de S. Francisco de Paula in Villa ricca, Brasilien, Selb pfirsichblüthrothen in der Gegend von Tiefenkasten auf dem Wege nach dem Septimer. Die Structur ist dick- oder dünnschieferig; bisweilen wird der Tsch. etwas specksteinartig. Der Quarz bildet darin theils eingesprengte Körner, theils kommt er in der Form von Linsen, Lagen oder kleinen Adern vor. Nicht immer ist es wohl der gewöhnliche Talk, welcher den sog. Talkschiefer zusammensetzt, sondern es nehmen auch andere talkähnliche Magnesiasilicate an seiner Bildung Theil. Sehr zartschuppige weiche Glimmerschiefer von hellen Farben sind nicht selten mit Unrecht dem Tsch. zugezählt worden.

Wo der Talk ein Umwandlungsproduct nach anderen Mineralien bildet, da ist zu erwarten, dass er keine blätterigen Massen mit deutlicher Spaltbarkeit, sondern mehr Körner von feinschuppig verworrener Structur darstellt. — U. d. M. beobachtet man bei dem Tsch. von Kitzbüchel in Tirol, dass die sonst regellos verwirrte Gruppirung der Talklamellen nach den makroskopischen Quarzkörnern zu in eine linienförmig geordnete übergeht und dass direct um die Quarze die zierlichste streng radiale Ordnung herrscht.

Von den accessorischen Gemengtheilen sind die häufigeren (ausser dem Quarz): Feldspath, im Ganzen seltener als der Quarz, erscheint nur in feinen krystallinischen Körnern. — Biotit, z. B. Zöptau in Mähren, am Südabhang des Rabenwaldes in Steiermark, Val Canaria in der Schweiz, bräunlicher Glimmer zwischen Chemin und Surfrête, s.ö. von Martigny; silberweisser Glimmer, z.B. zu Werch-Neiwinsk im Ural. — Chlorit an manchen Orten. — Strahlstein, z. B. Konradsreuth und Horbach bei Grafengehaid im Fichtelgebirge, Biengarten im ostbayerischen Grenzgebirge, Greiner im Zillerthal, Zood in Siebenbürgen, Berg Ida in der Troas, Werch-Neiwinsk im Ural, ebendaselbst auch zu Kyschtimsk, Poljakowsk, Gornoschit. — Carbonate gar nicht selten, Kalkspath, Magnesitspath, Bitterspath (Fichtelgebirge, Schelgaden im salzburger Lungau, Zillerthal, Mostul in Thelemarken, Beresowsk und Werch-Neiwinsk im Ural). — Magnetit, z. B. Andermatt am Breithorn, Obersaxer Gruben in Graubünden, in den schwedischen und uralischen Tsch.n vielfach verbreitet, Cumberland in Rhodo-Island; der Magnetit von Dublin, Harford Co. in Maryland, ist zufolge Genth fast gänzlich in Talk pseudomorphosirt. — Martit findet sich auf dem Plateau von Boa Vista bei Ouro Preto, Brasilien (Gorceix, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 13). — Eisenglanz z. B. Handöhl in Jemtland, Schabrowskoi und Beresowsk im Ural; ein ganz schneeweisser Tsch. von Monlevade in Brasilien ist durch eingemengten Eisenglanz schwarz gestreift, dabei sehr dünn- und geradschieferig (G. Rose). — Chromeisen. Eisenkies.

Seltener erscheinen accessorisch: Granat, z. B. Valtigels bei Sterzing in Tirol, Liviner Thal in der Schweiz, Mollette zwischen Balme und Mondrone im Alathal (Piemont), Allemont im Dép. der Isère, Golubinje an der Donau in Serbien, Falun in Schweden. — Einen granatführenden hellgrünlichgrauen Tsch. mit

Chloritoid (Sismondin) und stellenweise grösseren Apatitknollen beschreibt J. Chelussi aus dem Chialambertothal bei Molera in Piemont. — Olivin: am Berg Itkul, südl. von Ssyssert im Ural, faustgrosse glasglänzende Partieen von derbem Olivin (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1850. 59); derber Olivin (Glinkit Romanowski's) bildet bei Kyschtimsk n. von Miask kleine Gänge bis 3 Zoll Mächtigkeit im Tsch. (G. Rose, Z. geol. Ges. XI. 1859. 147); auch bei Webster, Jackson Co. in Nord-carolina, findet sich im Tsch. blass graulichgrüner oder olivengrüner körniger Olivin (Genth, Amer. Journ. XXXIII. 1861. 199); Berg Ida in der Troas. Titan-olivin (mit 3,51 bis 5,3% TiO_2) bildet krystallinische Massen und unvollkommene Krystalle im Tsch. von Pfunders in Tirol (Damour, Comptes rendus XLI. 1151). — Turmalin: Liviner Thal in der Schweiz; Jacaréhy, Prov. São Paulo in Brasilien (Roth, Geol. II. 545); G. Rose erwähnt in graulichgrünem Tsch. von Congonhas do Campo in Brasilien (welcher auf Klüften Rothbleierz führt) nadelförmige, aus braunem Eisenocker bestehende Pseudomorphosen, welche vielleicht früher Turmalin gewesen sind. — Asbest oder asbestartiger Strahlstein: Neuhofberg bei Hüttschlag in Salzburg, Greiner, Szelistje in Siebenbürgen, Middlefield in Massachusetts. — Apatit, Rutil, Titanit, Epidot scheinen in den Tsch.n im Allgemeinen doch nur recht selten zu sein; in dem Tsch. des tiroler Zillerthals liegen die bekannten bis faustgrossen Partieen derben lichtgrünlichgelben Apatits (Spargelsteins); vgl. auch oben. — Enstatit am Berg Ida in der Troas. — Cyanit und Staurolith im Liviner Thal und Val Piora in der Schweiz. — Sismondin im Alathal, Piemont. — Gahnit und Falunit bei Falun. — Xanthophyllit, Chlorospinell, Hydrargillit, gelber Kalkeisengranat an der Schischimskaja bei Slatoust.

Die Analysen der als Talkschiefer bezeichneten Gesteine haben sehr auseinanderlaufende Resultate ergeben:

I. Oel-lauchgrüner von Gastein. R. Richter, Pogg. Ann. LXXXIV. 1851. 368.
II. Bläulichgrauer mit Glimmerblättchen und Eisenkieskörnchen von Zöptau. G. Werther, Journ. f. prakt. Chem. XCI. 1864. 330.
III. Schmutziggrüner von Falun. Scheerer, Pogg. Ann. LXXXIV. 1851. 345.
IV. Krummschieferiger, ölgrüner von Falun. Uhde, Mitth. von G. Rose an J. Roth.
V. Silberweisser Tsch., Talk mit Hornblende oder einem wasserfreien, kalkhaltigen Silicat gemengt, von Potton in Canada; Sterry Hunt in Logan's Geol. of Canada 1863. 470.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	50,81	53,28	57,10	58,66	51,50
Thonerde	4,53	4,43	4,69	9,26	3,65
Eisenoxyd	7,58	5,79	0,81	4,42	—
Eisenoxydul		1,04	1,07	—	7,38
Kalk	—	1,51	—	0,94	11,25
Magnesia	31,55	29,85	30,11	22,78	22,36
Wasser	4,42	2,60 (Glv.)	6,07	4,09	3,60 (Gv.)
	98,99	98,50	99,85	100,15	99,59

Die Analysen zeigen beträchtliche Verschiedenheiten von der Zusammensetzung der reinen Talke, welche 62—64% SiO_2, 28—34 MgO, nur geringe Mengen von Fe_2O_3 und Al_2O_3 sowie nur wenig Wasser enthalten. Da die Ana-

lysen meist einen geringeren Kieselsäuregehalt aufweisen als der Talk besitzt, so dürfte wohl Chlorit beigemengt (worauf auch der Thonerdegehalt verweist), Quarz dagegen nicht zugegen gewesen sein. Ein Gestein vom Berge Zebernik im Gömörer Comitat, welches Ferjentsik als Tsch. analysirte (Jahrb. geol. R.-Anst. VII. 1856. 806) und in welchem er nur 27,65% SiO_2 fand, kann kein solcher sein. II enthält noch 1,49 K_2O und Na_2O, V eine Spur von Ni.

Über die Bildung des Talkschiefers sagt Roth sehr treffend: »Überall ist der Talkschiefer secundärer Bildung und aus thonerdefreien oder doch thonerdearmen Mineralien hervorgegangen, zunächst aus Augit, Hornblende, Olivin. Er enthält mehr oder weniger veränderte Mineralien des Ursprungsgesteins und steht im Verband mit Chlorit- und Hornblendeschiefern, Serpentinen, Olivingesteinen, Quarzschiefern und Dolomiten. Wenn der Talkschiefer aus Strahlsteinschiefer entstand, so erklärt sich die Abscheidung des Kalkes in Form von Kalkspath und Bitterspath, die Bildung von Magnesitspath, Magneteisen, Eisenglanz, Quarz, von selbst. Der dem Talkschiefer beigemengte Chlorit rührt her von thonerdehaltigen Hornblenden und Augiten, welche die thonerdefreien entsprechenden Mineralien begleiteten. War ein an Olivin reiches Gestein das Ursprungsgestein des Talkschiefers, so fehlt Bitterspath, wenn nicht Kalklösung zugeführt wurde, während aus dem Eisenoxydulsilicat des Olivins Magneteisen sich bilden konnte« (Geologie II. 541).

Der Talkschiefer ist stets deutlich geschichtet und bildet manchmal Wechsellagerungen mit anderen krystallinischen Schiefern. Übergänge zeigt er in Chloritschiefer, Glimmerschiefer, Thonschiefer, Protogingneiss.

Der ausseralpine Theil Centraleuropas ist nicht eben reich an Talkschiefern. Einige Vorkommnisse sind hier: Auf der Ostseite der Münchberger Gneisspartie im Fichtelgebirge begleitet Tsch. den dort verlaufenden Serpentinzug (Burgstall bei Förbau, Wartthurmberg bei Hof, Haidberg bei Zell). — Bei Konradsreuth mit Olivingesteinen, bei Horbach unweit Grafengehaid mit Hornblendeschiefer verbunden (Gümbel, Fichtelgebirge 1879. 159). — Untergeordnete Talkschieferlagen zwischen Chloritschiefer und Serpentin bei Erbendorf, bei Hopfau und Biengarten im ostbayerischen Grenzgebirge (Gümbel 1868. 367). — Rohnau in Niederschlesien, Tsch., welcher zu dem den Glimmerschiefern untergeordneten Hornblendeschiefern gehört, enthält eine bis zu 15% steigende Beimengung von nadelkopfgrossen rundlichen Eisenkieskrystallen (Websky). — Zöptau in Mähren im Glimmerschiefer, umgeben von einer dünnen Schale von Chloritschiefer. — Im niederösterreichischen Rosaliengebirge. — Bei Szelistje und Zood in Siebenbürgen. — Bei Golubinje in Serbien, an der Donau.

In den südlichen tessiner und walliser Alpen vielverbreitet, im St. Gotthard-Massiv, Liviner Thal (Valle Leventina, Tessinthal), Stalla (wo die Wege über den Julier und Septimer sich scheiden, verbunden mit Serpentinschiefern), Oberhalbstein. Nordausläufer des Mont Blanc-Massivs (zwischen Chemin und Surfrête, s.ö. von Martigny). — In den salzburger Alpen (Schelgaden im Lungau, bei Taferu im Zedernhauswinkel, Rastetzen bei Hofgastein, Neuhofberg bei Hüttschlag), in den tiroler Alpen, den steierischen Alpen (bei St. Jacob n.w. von Vorau, Südabhang des Rabenwaldes bei Floing, Mautern s.w. von St. Michael). — Alathal in Piemont.

Auf den Inseln Elba und Corsica (um Bastia n. bei Cardo und w. bei Poitrimonia). — In der Provinz Retimo auf Kreta. — Ostküste von Syra (nach Roth). —

Berg Ida in der Troas, mineralreich, hält kleine linsenförmige Einlagerungen von Olivinfels, nach Wadsworth.

Vielorts in Schweden, Gegend von Falun, in Westmanland, Wermland, Jemtland. — Mostul in Norgedalen in Thelemarken, Norwegen (Tellef Dahll, Über d. Geologie Telemarkens 1860. 11). — In Finnland, wo carbonat- und quarzhaltige Talkschiefer in Dolomite und Quarzschiefer übergehen.

Eine sehr grosse Verbreitung gewinnt nach G. Rose der Talkschiefer im Ural. Das gelblichgraue bis grünlichgraue Gestein, welches sehr häufig Feldspathkörner und Quarztheile in sich aufnimmt, setzt fast die ganze Uralkette von Nischne-Tagilsk bis in den höchsten Norden zum Meere zusammen. Im s. Ural kennt man ihn nur als untergeordnetere Einlagerungen im Glimmerschiefer (wie in der Schischimskaja Gora bei Slatoust) und im Thonschiefer (bei Miask). Zwischen Jekaterinburg und Nischne-Tagilsk nimmt er dagegen schon Antheil an der Bildung des Gebirgskamms. Hier und da kommen Lager von Quarzit oder von körnigem Kalk in dem uralischen Tsch. vor.

Wie der Chloritschiefer, so spielt auch der Tsch. in einigen Staaten Nordamerikas eine nicht unbedeutende Rolle, so z. B. in Vermont, Massachusetts, Rhode-Island, Maryland, Georgia, wo er bisweilen mächtig entwickelt ist. Rothes Kieselmangan, Magneteisenerz und Serpentin treten als untergeordnete Lager darin auf. Von Richmond in New-Hampshire erwähnt Dana einen talkigen Schiefer mit Anthophyllit und Cordierit. In mächtigen Schichten wechsellagernd mit Thonschiefer und Itacolumit erscheint der Tsch. in Brasilien, wo namentlich v. Eschwege und Pissis seine Verhältnisse erforscht haben. In petrographischer Hinsicht stimmen nach Pissis die brasilianischen Tsch. vollständig mit den alpinen überein. In den Nestern von Quarz und Steinmark, welche sie in dem Strich zwischen Boa und Chiqueiro enthalten, finden sich die berühmten Topase in Gesellschaft mit Bergkrystall, Euklas, Rutil, Titaneisenerz. — Roth nennt (Geol. II. 545) noch grünlichweissen Tsch. von Tomioka bei Takasake, n.n.w. von Tokyo in Japan und graulichweissen von Yongdam im n.ö. Chöllado in Korea (nach Gottsche).

Websky, Talkschiefer von Rohnau in Niederschlesien, Z. geol. Ges. V. 1853. 390.
Glocker, T. von Zöptau in Mähren, Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 98.
G. vom Rath, T. von Zöptau, Sitzgsber. niederrh. Ges. zu Bonn 1880. 42.
Cžjžek, T. vom Rosaliengebirge, Niederösterreich, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 492.
Žujović, T. von Golubinje in Serbien, ebendas. XXXVI. 1886. 75.
B. Studer, T. der Schweiz, Geologie der Schweiz, 1851. I. 343 u. a. O.
Stur, T. im Salzburgischen, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 831.
Niedzwiedzki, T. aus dem Ahrenthal in Tirol, ebendas. XXII. 1872. 248.
Höfer, T. von Mautern in Steiermark, ebendas. XVI. 1866. 446.
Andrae, T. vom Rabenwald in Steiermark, ebendas. XVI. 1866. 537.
Strüver, T. aus dem Alathal in Piemont, N. Jahrb. f. Min. 1871. 351.
J. Chelussi, T. aus dem Chialambertothal, Piemont, Giorn. di mineral, crist. etc. II. 1891. 197.
Bonissent, T. von Omonville, Manche, Frankreich, Bull. soc. géol. (2) XI. 1857. 347.
G. Fabre, T. von Cubiérettes und La Moline, Cevennen, ebendas. (3) V. 1877. 402.
G. vom Rath, T. von Cardo bei Bastia, Corsica, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn, 1883. 15.
H. Reusch, T. von Poitrimonia bei Bastia, Corsica, Bull. soc. géol. (3) XI. 1883. 58.
Raulin, T. von Retimo auf Kreta, N. Jahrb. f. Min. 1850. 475.
Wadsworth, T. der Troas, Berg Ida, Memoirs Mus. of compar. Zoology, Harvard College, XI. 1884. I. 147.
Stapff, T. von Falun, Schweden, N. Jahrb. f. Min. 1861. 740.

Inostranzeff, T. von Finnland, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 341.
Inostranzeff, T. des Gouvern. Olonez, Stud. über metamorphosirte Gest. d. G. O. Leipzig, 1879. 48.
G. Rose, T. des Urals, Reise nach dem Ural I. 125. 182. 359. II. 535 ff.
G. Rose, T. vom Berge Itkul, Ural, Z. geol. Ges. XI. 1859. 148.
H. Credner, T. aus Südcarolina, N. Jahrb. f. Min. 1870. 499.
v. Eschwege, T. Brasiliens, Beiträge z. Gebirgskunde Brasiliens, Berlin 1832. 278 ff.
Pissis, T. von Minas-Geraes, Bull. soc. géol. (1) XIII. 1842. 283.
G. Rose, T. Brasiliens, Z. geol. Ges. XI. 1859. 468.

Rensselaerit hat Emmons ein talk- oder serpentinähnliches Gestein von etwas krystallinisch erscheinender Beschaffenheit genannt, welches bei Fowler, De Kalb, Gouverneur u. a. O. in St. Lawrence Co., New-York, sowie bei Grenville in Canada auftritt, mit körnigen Kalken verbunden und bisweilen in Serpentin übergehend. Hunt fand die Zusammensetzung am letzteren Orte: 61,60 SiO_2, 31,06 MgO, 1,53 FeO, 5,60 H_2O (99,79), also im hohen Grade talkähnlich. Zu Canton in New-York erscheint diese Masse als Pseudomorphosen nach Augit (Emmons, Amer. journ. of sc. XLV. 1843. 122; Hunt ebendas. (2) XXV. 414; W. Logan's Report for 1853—56. 483).

Listwänit, nach Arzruni's Schreibweise Listwjanit, ist eine grünliche oder gelbliche Varietät des Talkschiefers, von körnig-schieferiger Structur, welche sehr viel Quarz enthält und ausserdem mit eisenhaltigem Bitterspath gemengt ist. Letzterer Bestandtheil löst sich in HCl mit Brausen auf und es bleibt ein poröser Quarzit mit grünem Talk gemengt zurück. Nach G. Rose, welchem man die erste Kenntniss dieses Gesteins verdankt, kommt es bei Beresowsk (Berjosowsk) im Ural vor, wo Beresitgänge in ihm aufsetzen, die wieder von goldführenden Quarzgängen durchsetzt werden. Dasselbe Gemenge erscheint, gleichförmig eingelagert in andere krystallinische Schiefer, auch noch an verschiedenen anderen Orten im Ural, z. B. an der Bertewaja (Bertjowaja) bei Nischne-Tagilsk, an der Berkutskaja-Gora und der Goldgrube Perwo-Pawlowsk bei Miask u. s. w. — Nach Arzruni's späteren Angaben besteht der Listwjanit des Districts Berjosowsk aus blaugrünem Talk und farblosem oft stengeligem Quarz, sowie grauem bis weissem Braunspath, der im Talk an manchen Stellen Anhäufungen bildet, aber auch sonst in kleineren Mengen durch das ganze Gestein vertheilt ist. Die Zusammensetzung des Braunspaths ist $5\,CaCO_3 + 4\,MgCO_3 + FeCO_3$; er ist oft zersetzt und weggeführt, wobei die Hohlräume mit Eisenoxydhydrat bedeckt sind. Makroskopisch erscheint auch noch Eisenkies. U. d. M. kommt neben dem grünen, an z. Th. zonar geordneten Magnetitkörnchen reichen Talk auch gelblichweisser vor. Magnetitkörnchen umranden gleichfalls die Talkblättchen. Der Braunspath enthält als Einschlüsse reichlich Magnetit, blutrothe und undurchsichtige Eisenglanztäfelchen, Individuen und Zwillinge von Rutil; Chromit ist nicht vorhanden. Diese Untersuchungen von Arzruni stimmen mit den Angaben G. Rose's überein. Etwas abweichend davon ist die Beschreibung, welche v. Miklucho-Maclay von dem L. des Berges Poroschnaja bei Nischne-Tagilsk gibt. Dieses Gestein führt keinen Quarz, das Carbonat ist rothbraun und ganz anders zusammengesetzt,

in Procenten aus 73,5 $MgCO_3$, 19,9 $FeCO_3$, nur 7,47 $CaCO_3$, auch findet sich accessorischer Chromit. Stuckenberg führt noch Fuchsit als Gemengtheil an. — Nach Studer gibt es dem uralischen L. ähnliche Gesteine auch in den Alpen.

G. Rose, Reise nach dem Ural, I. 182; II. 537.
Arzruni, Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 882.
v. Miklucho-Maclay, N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 70.
Stuckenberg, exc. N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 99.

Mit dem Vulgärnamen Doelo oder Duelo bezeichnet man im äussersten NW. von Galicia ein u. a. bei dem Dorfe Moeche als Baumaterial viel verwandtes Gestein, ein Gemenge von Giobertit (Magnesia-Eisenoxydulcarbonat), Talk und Chlorit, sowie Magnetit, wobei die Quantitäten der Silicate und Carbonate stark schwanken; Macpherson, Anal. soc. españ. de hist. natur. X. 1881.

Dolerine wurde von Jurine ein Talkschiefer genannt, welcher Feldspath und Chlorit als wesentliche Beimengungen enthält und nach Favre in den penninischen Alpen sehr verbreitet ist. Omalius d'Halloy bezeichnete solche Gesteine als Stéaschiste feldspathique (Des roches considérées minéralogiquement S. 70); vgl. Jurine, Journal des mines XIX. 374; Favre, N. Jahrb. f. Min. 1849. 41.

Amphibolgesteine.

Diejenigen Glieder der Amphibolgruppe, welche in vorwaltender Weise krystallinisch-schieferige Felsarten zusammensetzen, sind die gemeine Hornblende, der Strahlstein oder Aktinolith und der Glaukophan. Das Gemenge aus vorwiegender gemeiner Hornblende, der Hornblendeschiefer und Hornblendefels, trägt auch den Namen Amphibolit (Amphibolitschiefer), weil eben unter Amphibol vorwiegend diese Hornblende verstanden wurde; die beiden anderen entsprechenden Aggregate, in der Regel schieferig ausgebildet, werden als Strahlsteinschiefer oder Aktinolithschiefer und als Glaukophanschiefer bezeichnet.

Amphibolit, Amphibolschiefer (Amphibolitschiefer).

Hornblendefels, Hornblendeschiefer.

Ein schieferiges oder körnig richtungslos-struirtes Aggregat von vorwaltender dunkelgrüner bis schwarzer gemeiner Hornblende; die einzelnen Individuen sind bald stengelig und faserig, bald mehr körnig ausgebildet und entweder parallel angeordnet oder nach verschiedenen Richtungen durcheinander gewachsen, oft so klein und so innig mit einander verbunden, dass man das Hornblendegestein nur schlecht mit freiem Auge als solches zu erkennen vermag. Die Hauptfarbe des Gesteins ist dunkelgrün und schwarz. Die Härte beträgt ungefähr 5—5,5, das spec. Gew. 2,9 bis über 3.

Im Schliff wird die Hornblende u. d. M. meistens grün oder grünlichbräunlich, auch sind grünliche Kerne in mehr bräunlicher Hülle beobachtet worden; in Amphiboliten des Massailandes ist zufolge Mügge die Hornblende z. Th. grün (mit 13°—14° Auslöschungsschiefe gemessen auf ∞P und geringem Pleochroismus), z. Th. braun (Schiefe 9°—10°, parallel *c* gelbbraun, senkrecht dazu heller). »Gemeine braune« Hornblende beobachtete Barvíř in einem Granatamphibolitgerölle aus der Iglava bei Hrubschitz. — Die Individuen pflegen höchstens die Prismenzone krystallographisch ausgebildet zu haben, vielfach ist auch diese unregelmässig, so dass ganz irregulär begrenzte längliche oder rundliche Körner, im Präparat lappige Gestalten erscheinen. An den Enden der Verticalaxe zeigt sich oft eine Zerfaserung mit Eingreifen in benachbarte Gemengtheile; eine randliche Kataklase wird wohl hin und wieder bemerkt. Zwillingsbildung scheint sehr selten zu sein. An einer stark pleochroitischen schwärzlichgrünen Hornblende aus dem A. des Freiberger Stadtgrabens gewahrte Sauer ein Auslöschungsmaximum von 26°, ja an der dunkelgrünen Hornblende eines schwarzwälder A. von Schapbach fand Kloos eine Auslöschungsschiefe von 30°, ausserdem gibt er an ihr eine feine Streifung nach einer Fläche der orthodiagonalen Zone an, nach welcher die Krystalle schalig verwachsen sind (N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 407. Ref.); letztere dürfte vielleicht identisch sein mit der bereits von Cross (Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 387) am Aktinolith beobachteten Streifung parallel $\bar{P}\infty\{\bar{1}01\}$. — Die ziemlich hellgrüne, aus annähernd parallelen Stengeln oder Fasern zusammengesetzte Hornblende ist möglicherweise bisweilen aus Augit entstanden; auch hat man wohl hin und wieder an ein Hervorgehen derselben aus compacter Hornblende gedacht. — In vielen Fällen ist die Hornblende u. d. M. sehr reine Substanz; als Einschlüsse finden sich sonst Quarz, Biotit, Feldspath, Rutil, Zirkon (mit pleochroitischen Höfen), Titanit, Augit, Eisenglanz, Magnetit und andere opake Erze, selten Flüssigkeiten (z. B. in Nevada).

Nur in ganz seltenen Fällen bestehen diese Gesteine thatsächlich blos aus Hornblende, wie denn im Clover Cañon, Humboldt Range in Nevada, ein mit Gneissen verbundener A. von aussergewöhnlicher Reinheit erscheint, frei von jedwedem anderen selbst mikroskopischen Gemengtheil. Meistens sind Einmengungen von anderen Mineralien vorhanden, von denen manche in nicht unbedeutender Quantität auftreten und deren Gegenwart dann besondere Varietäten begründet. Zu den häufigsten accessorischen Gemengtheilen gehören:

F e l d s p a t h e, und zwar sowohl monokline als trikline, in der Regel ohne eigene Krystallform; der Orthoklas ist wegen seiner Farblosigkeit im frischen Zustande, der Seltenheit der Zwillingsbildung, des Mangels einer Spaltbarkeit in den kleinen Körnern, oft nur schwer durch den Anblick vom Quarz zu unterscheiden, wobei dann mit Vortheil das I. 119 angegebene Verfahren von Becke angewandt wird. Orthoklas und Plagioklas kommen oft zusammen vor und dann überwiegt vielfach der letztere nicht unbeträchtlich. Die Plagioklase sind meist nicht eben reichlich lamellirt, aber manchmal sehr deutlich zonar aufgebaut, mit Gegensätzen in der Auslöschung zwischen dem Kern und den peripherischen

Zonen. Basischere Mischungen scheinen vorzuwalten: in dem sog. Dioritschiefer (Plagioklasamphibolit) von Senftenberg im Kremsthal ist der Plagioklas Anorthit (45,93 SiO_2, 17,54 CaO, Ab_1An_8), womit auch die Auslöschung übereinstimmt (v. Lorenz bei Becke); der Plagioklas in A.en des Massai-Landes ist nach Mügge mit einer Auslöschungsschiefe von 18°—30° auf 0P basischer als Labradorit. In körnigen A.en der Gegend von Marmagne bei Autun beobachtete Michel Lévy eine schriftgranitähnliche Verwachsung von Hornblende mit Feldspath, indem Krystalle des letzteren förmlich durchspickt sind mit parallel gerichteten (gewissermassen die Rolle des Quarzes übernehmenden) Hornblendeprismen. Ähnliche pegmatitische Verwachsungen von Feldspath einerseits und Quarz oder Hornblende andererseits fand Becke vielorts in A.en des niederösterreichischen Waldviertels. Einschlüsse in den Feldspathen sind: Quarz, Hornblende, Rutil, Titanit, Glimmer, Apatit, Zirkon. Orthit als bis 5 mm grosse Körner findet sich in grosskörnigen Feldspathausscheidungen innerhalb der »Hornblendegesteine« von Dürrmosbach unfern Aschaffenburg (Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1866. 89). Die Feldspathe setzen sich um in deutlichen Epidot unter Abscheidung von Quarz, auch oftmals in feine saussuritische Aggregate von Epidot oder Zoisit.

Quarz, wohl nie in Krystallform, durchgängig arm an Flüssigkeitseinschlüssen; Becke berichtet, dass Reihen der letzteren in Quarzlinsen des Granatamphibolits von Preinreichs parallel durch das ganze Präparat gehen und zugleich senkrecht stehen auf der Längserstreckung der Linsen. Oft wird ein Quarzkorn zwischen gekreuzten Nicols nicht völlig dunkel, was darauf hinweist, dass in demselben die Hauptaxe nicht überall parallel liegt.

Granat, schön roth, ist, wenn vorhanden, dann auch in der Regel schon makroskopisch; er bildet unregelmässige Körner, bisweilen bruchstückähnliche Partikel, selten Dodekaëder. Der Granat dient oft als Structurcentrum, umgeben von radial gestellten Hornblenden oder von farblosen Zonen aus Feldspath und Quarz, in welche wohl radial gruppirte Hornblendesäulen von aussen hineinragen. Er schliesst ein Rutil, Feldspath, Epidot, Quarz, Eisenerze, oft in so grosser Menge, dass der Granat nur ein Geäder zwischen diesen Substanzen bildet. Relativ reich an Granat erweisen sich die A.e von Hannover in Nordamerika, Kalvola in Finnland, Böhmisch-Neustädtl, Janowitz in Schlesien. Sehr verschiedenartig sind die Umwandlungsproducte dieses Granats. Am häufigsten ist wohl die Umsetzung in Chlorit. In Amphibolschiefern der tiroler Centralalpen fand Cathrein Krystalle von Granat als weissliche Pseudomorphosen umgewandelt: a) in ein Aggregat von körnigem Epidot, dessen Lücken von Hornblendefasern eingenommen werden; b) in stengelig-faserige Hornblende, deren Individuen eine zur Grenze der Umwandlung der Granaten normale Stellung einzunehmen pflegen; c) in ein Aggregat von oligoklasartigem Feldspath (61,79 SiO_2, 24,62 Al_2O_3, 5,41 CaO, 7,57 Na_2O, 0,69 K_2O = Ab_3An_1), dessen vielfach ungestreifte Individuen theils klar, theils mit etwas Hornblende- und Epidotstaub vermengt sind; auch erscheinen grössere Epidote und Skapolithe mit dem

Feldspath vermengt. Ein schwarzer Saum von primären Hornblendesäulen umgibt oft diese Pseudomorphosen; d) in Skapolith, wobei diese Pseudomorphosen auch einzelne gestreifte Plagioklaskörner, Fasern und Staubhäufchen von Epidot, zarte Hornblendesäulchen enthalten und da und dort noch frische Granatkerne zeigen; e) in Saussurit, d. h. in ein ausserordentlich feines Gemenge von Plagioklas und Zoisit oder Epidot, wobei vermuthlich der Granat sich zuerst in Plagioklas, dann dieser theilweise in Zoisit oder Epidot umgesetzt hat (Zeitschr. f. Kryst. X. 1885. 434). Becke berichtet von einer Umwandlung des Granats in ein Aggregat von Epidot und Chlorit mit kleinen Quarzkörnchen, welche letztere wohl dem Granat ursprünglich eingewachsen waren. — In einem richtungslos struirten Amphibolitgeröll aus dem Iglava-Fluss bei Hrubschitz ist jedes der bis 6 mm grossen Granatkörner von einer gelblichweissen, nach aussen unverkennbare Dodekaëdergestalt aufweisenden Rinde umgeben, welche in unregelmässigem Verlauf mehr oder weniger tief in den frischen Granatkern hineingeht. Der dem Granat zunächst sich anschliessende Rindentheil besteht aus sehr feinen, meist gebogenen, sehr blassgrünen Stengeln eines diopsidartigen Pyroxens, zwischen denen farbloser, nur ganz selten gestreifter basischer Plagioklas liegt. Die äussere Rindenzone bietet eine analoge, nur beträchtlich gröber struirte Verwachsung von scharf prismatisch begrenzten, bräunlichen Hornblendestengeln (wie sie sich auch an der amphibolitischen Gesteinsmasse betheiligen) mit demselben xenomorphen Plagioklas dar; auch kommen mikropegmatitische Implicationen von Diopsid oder Hornblende mit Plagioklas vor. Barvíř sieht in diesen Erscheinungen eine Umwandlung der Granaten, weil die Breite der Rinde in einem reciproken Vorhältniss zu dem umgebenen Granat steht, das innerliche Granatkorn einen »angenagten« Eindruck macht, manchmal ganz excentrisch liegt, zuweilen überhaupt nicht (mehr) existirt, die äusseren Rindenumrisse aber in den Durchschnitten fast symmetrisch vier- oder sechsseitig sind. Die in den Granaten häufigen Einschlüsse von Titaneisen und Titanit sind in die Rinde unverändert übergegangen, aber die sehr zahlreichen Quarzinterpositionen der Granaten finden sich in den Rinden nur sehr spärlich, seien also wohl resorbirt. Sowohl Becke als Patton halten allerdings in den Eklogiten (s. diese) um die Granaten vorkommende Hornblende-Plagioklasrinden **nicht** für secundäre Umwandlungsproducte.

Chlorit, vielfach augenscheinlich secundär. Im Glimmerschiefer von Nieder-Gelenau und Herold (Erzgebirge) lagert ein chloritischer Hornblendeschiefer, in welchem bald Hornblende, bald Chlorit überwiegt, in letzterem Falle erscheint auch Muscovit. Auch in dem dem Phyllit eingelagerten Hornblendeschiefer der Sect. Lössnitz waltet bald Chlorit, bald Hornblende vor (Dalmer). — **Epidot**, oft unverkennbar secundär und dann insbesondere aus Hornblende, ebenfalls aus Feldspath entstanden, sehr oft aber auch ebenso primär wie die anderen Gemengtheile; so beschreibt z. B. Böhm aus dem niederösterreichischen Wechselgebirge, dass grosse schöne Krystalle des Epidots auseinandergerissen und die Spalten durch Calcit oder durch Quarzkörner und Hornblendenadeln erfüllt sind. — **Biotit** in sehr wechselnder Menge, scheint nicht sonderlich eisenreich zu sein.

Titanit, sehr häufig, meist nicht in grösseren mikroskopischen Individuen, sondern als sehr helle spindel- oder walzenförmige Körnchen mit stark runzeliger Oberfläche, einzeln in ungeheurer Menge hindurchgesät, aber auch sehr vielfach zu dichten Aggregaten zusammengeschaart, welche dem blossen Auge im Handstück oder im Präparat als hellgelbe Fleckchen erscheinen können; bisweilen enthalten die Körnchen einen Kern von opakem Erz. Der Titanit ist theils primär, kann aber auch secundär aus Titaneisen oder Rutil hervorgehen. — Rutil, makro- und mikroskopisch; derber Rutil bildet z. B. mehrere Centimeter grosse Partieen in einem Quarz und Salit führenden magnetkiesreichen feinkörnig-filzigen A. von Schwarzenberg im Erzgebirge (Schalch). Bei Lampersdorf in Schlesien sind nussgrosse Körner von Rutil (Nigrin), welche eine verschieden starke Hülle von Titaneisen besitzen, umgeben von einer centrisch radialen, graulich- oder gelblichweissen Schicht, welche aus epigenetischem Titanit besteht (Titanomorphit v. Lasaulx's) und mehr oder weniger tief hineingreift. — Von Erzen erscheinen Magnetit (manchmal mit Rutil umgeben) und Titaneisen (bisweilen in Titanit umgewandelt), auch Eisenglanz; dieselben haben bald abgerundete Gestalt, bald schärfere Begrenzung und finden sich zwischen den Gemengtheilen und innerhalb derselben eingewachsen; das Titaneisen zeigt auch wohl zierliche gestrickte Wachsthumsformen. Eisenkies und Magnetkies nicht selten.

Von weiteren Gemengtheilen, welche zwar vielen Vorkommnissen gänzlich fehlen, in anderen aber eine mehr oder weniger bedeutende Rolle spielen, sind hervorzuheben:

Monokline Pyroxene; dieselben gehören grösstentheils zum Salit, auf dessen Gegenwart zuerst Kalkowsky hinwies, auch wohl mehr zum Malakolith; er bildet farblose bis lichtgrüne, gut spaltbare, nach der Basis oft abgesonderte dickere Körner oder kurze Säulchen, welche aber nur selten makroskopische Grösse erreichen, bis herab zu winzigen Mikrolithen; die grösseren führen bisweilen Flüssigkeitseinschlüsse. Die Hornblende ist ab und zu mit Salit parallel verwachsen oder durchwachsen. So ist nach Kalkowsky der Hsch. von Raspenau bei Friedland in Böhmen ein quarzfreies Gemenge von maigrüner, stark dichroitischer Hornblende und fast farblosem Salit in Aggregaten und gleichmässig zwischen der Hornblende vertheilten Individuen; auch der sog. Dioritschiefer Websky's von Adlersruh bei Kupferberg am Bober ist ein Salit-Hornblendeschiefer. Zwischen Vannes und Roguedas und bei Guerguélegan im Finistère wurde Salit von Cross beobachtet. — Ferner kommen grasgrüne omphacitartige Augite vor (Hsch. des Eulengebirges nach Kalkowsky, selten bei Pobershau, Sect. Zöblitz nach Hazard, reichlicher in den helleren Partieen des von der Globensteiner Lohmühle, Sect. Johanngeorgenstadt). — Andererseits findet sich auch Diallag, im Gegensatz zum Salit meist schon von makroskopischer Grösse (im A. des niederösterreich. Waldviertels 2—3 mm gross, zufolge Becke), selbst in Individuen bis zu Faustgrösse. An braunen Interpositionen reicher Diallag liegt in einem A. von Maröe am Bergsfjord im nördl. Norwegen (Helland), spärlich in einem skapolithführenden A. des Kirchspiels Jernboås in Schweden (Svedmark). — Rhombische

Pyroxene scheinen selten zu sein; Bucca erwähnt einen aus smaragdgrüner Hornblende (mit einem Chromgehalt) und lichtrothem Bronzit zusammengesetzten Amphibolit von Pantano dei Monti in der calabrischen Provinz Cosenza; in den mit wechselndem Feldspathgehalt versehenen, an grüner und brauner Hornblende reichen A.en vom Ngua-Berg bei Masinde und vom Pare-Gebirge im Massai-Land beobachtete Mügge neben gewöhnlichem Augit auch diallagartigen Augit, in dem ersteren Vorkommniss ferner untergeordneten Hypersthen. Einen dunkelgrünen bis schwarzen A. mit nur sporadischem Quarz und Feldspath, aber zu etwa $\frac{1}{3}$ Hypersthen und blassen Augit enthaltend, beschrieb Rosiwal von der Strecke zwischen Kisingo und dem Südufer des Djipe-Sees in Ostafrika.

Von rhombischen Amphibolen ist Gedrit bekannt von Hilsengaard bei Snarum (mit 11,34% Al_2O_3), von Krageröe, von Bamle im südl. Norwegen, aus der Gegend von Helsingfors, mit gewöhnlicher Hornblende in ziemlich gleicher Quantität gemengt; der Gedrit trägt oft schön blaues Farbenspiel auf $\infty\bar{P}\infty\{100\}$, ist u. d. M. lichtbräunlich, frei von Einschlüssen; die Gesteine führen ausserdem Biotit, Feldspathe, Apatit, Eisenerz. — Glaukophan erscheint in den eigentlichen A.en wohl nur sehr selten, z. B. in einem granatführenden aus dem Val d'Aosta; nach Sauer findet sich Glaukophan in dem schieferigen A. unweit des Friedhofs w. von Kupferberg und in einem Block aus dem Spitzberger Revier (Sect. Kupferberg 1882. 24); »in beiden Fällen ist eine secundäre Entstehung des Glaukophans aus Strahlstein nicht unwahrscheinlich«. Glaukophanartige Hornblende nennt Ippen einen Amphibol aus den hierher gehörigen Gesteinen des Bachergebirges, bei welchem c und b gelbgrün und grasgrün, $\mathfrak{a}$ blaugrün (also nicht lavendelblau) ist und die Auslöschung mit c nur 7° bildet.

Zoisit als farblose und stark glasglänzende, ziemlich lange rhombische Prismen mit charakteristischer Querabsonderung gegen die Verticalaxe, vielfach zu Gruppen aggregirt, auch parallel den Hornblendesäulen gestreckt, wobei sie dann gern mit ihrem Makropinakoid in der Schieferungsebene liegen; Zoisit und Feldspath schliessen einander in der Regel aus. Die im Glimmerschiefer auftretenden Amphibolite der Sect. Wiesenthal im Erzgebirge führen neben graugrüner strahlsteinartiger Hornblende Zoisit als Hauptgemengtheil, bei Stolzenhamm erscheint dichter Zoisit als eine Füllmasse zwischen den centimetergrossen Hornblende-Individuen, auch auf der Sect. Kupferberg kommt Zoisit in den A.en vor (Sauer). Reich an Zoisit ist der A. des Gneisses von der Schmalzgrube, Sect. Annaberg (Schalch); nach Dathe zusammen mit Skapolith in A.en des Zweiglimmergneisses bei Schlesisch-Falkenberg im Eulengebirge (Jahrb. preuss. g. L.-Anst. für 1884. LXXVI). Zoisit erscheint ferner im A. zwischen Jauernig und Krautenwalde in den Sudeten (Liebisch), am Loisberg bei Langenlois im niederösterr. Waldviertel (Becke), bei Deutsch-Landsberg in Steiermark (sowohl in körnigen als schieferigen Varietäten, nach Lovreković), zwischen Einsiedel und Sangerberg n. von Marienbad, im Eisackthal zwischen Brixen und Klausen (Teller u. v. John), bei Zamborinho unfern Macedo in Portugal (Rosenbusch, Phys. Mineralien 1885. 662), makroskopisch im Granatamphibolit von der Sierra

Capelada in Galicia (Macpherson), reichlich zwischen Karyes und Iviron auf Chalkidike (Becke). Ausgezeichnete Zoisitamphibolite beschreibt Stelzner von den Sulitjelma-Gruben am Lang-Vand im nördl. Norwegen.

Skapolith, parallel der Längsrichtung oft zerfasert, erscheint gewissermassen als Vertreter der Feldspathe. In z. Th. pyroxenreichen A.en des Erzgebirges fand Dalmer dünne weisse oder röthliche Skapolithlagen. In einem A. von Tannhausen bei Bärnau in der Oberpfalz liegen nach Kalkowsky einige Millimeter grosse Knöllchen eines körnigen Skapolithaggregats in einer Hülle von Plagioklas, der noch z. Th. zonare Structur aufweist. Svedmark fand einen an Skapolith reichen A. mit etwas Diallag und Glimmer bei Petersfors, Kirchspiel Jernboås im Örebro-Län in Schweden; das Gestein ist bald plagioklasfrei, bald plagioklashaltig. Ziemlich spärlicher, aber oft in der Prismenzone automorpher Skapolith wurde von Mügge in dem recht basischen Plagioklas, Augit und Granat führenden A. zwischen dem Pangani-Fluss und Pare-Gebirge, sowie im Litaema-Gebirge bei Klein-Aruscha im Massai-Land beobachtet; hieran schliesst sich der von Rosiwal beschriebene Epidot und Skapolith führende A. vom Nyiro-Berge ebenfalls in Ostafrika; nach Gürich in einem A. s.ö. der Pot-Mine in Südwestafrika. Einen der laurentischen Formation angehörigen »Plagioklas-Skapolith-Amphibolit« vom Mazinaw-See in Canada beschrieb Frank D. Adams (Canadian Rec. of science 1888. 185). Vgl. auch hier den Bd. II. S. 779 angeführten »Skapolithdiorit« von Arnprior am Ottawafluss. — Die grösseren Skapolithe umschliessen wohl Granat, Hornblende u. a. Mineralien. Übrigens erkannte Cathrein Skapolith als Pseudomorphose nach Granat (vgl. S. 336). — Turmalin findet sich bei Steinbach, Sect. Annaberg, im A. des Gneisses (Schalch 1881. 24); nach Böhm im Epidot-Hornblendeschiefer vom Steinernen Kreuz im niederösterreich. Wechselgebirge; zu Valtigels bei Sterzing in Tirol (v. Zepharovich); Gümbel beobachtete schwarze Turmalinnadeln in den Streifchen und Linsen von Quarz im Hornblendeschiefer vom Devil's Hill, w. von Accra an der Goldküste. — Apatit, im Ganzen nicht sonderlich verbreitet, bildet mehr dicke Körner als kurze hexagonale Prismen, mitunter mit wohlerkennbaren Flüssigkeitseinschlüssen; haselnussgrosse bis kopfgrosse Klumpen von Apatit liegen nach Reusch im A. der Insel Hille, n.ö. von Stavanger (N. Jahrb. f. Min. 1886. II. Ref. 245). — Olivin, jedenfalls nur recht selten; der von Kalkowsky in den A.en des Eulengebirges angegebene Olivin ist Titanit; in einem A. des niederösterreich. Waldviertels ist Becke geneigt, einen spärlichen Gemengtheil für Olivin zu halten; von Habendorf in Schlesien beschreibt Dathe einen A. mit einer allerdings etwas strahlsteinartigen Hornblende, zwischen welcher 0,5 mm dicke, theilweise serpentinisirte Olivinkörner sitzen. Holland erwähnt Olivin als Einlagerung in der Hornblende eines an letzterer sehr reichen, auch etwas diallagführenden A. von Maröe im Bergsfjord im nördl. Norwegen. — Vesuvian; gelblichgrüne Aggregate desselben zufolge Becke in einem A. vom Klopfberg bei Schiltern im niederösterr. Waldviertel, wo der Vesuvian auch pegmatitische Verwachsungen mit der Hornblende bildet; in einem A. (sog. Eklogit), bestehend aus gewöhnlicher Hornblende,

Smaragdit, Feldspath, Granat von Tromsöe findet sich in der Hornblende und dem Omphacit ausser Granat auch Vesuvian eingelagert (Philippson). — Zirkon wird erwähnt von Michel Lévy in den körnigen A.en des Gneisses von Marmagne bei Autun, von Stelzner in hierher gehörigen Gesteinen (Dioritschiefer) von Sedlovad und von Umba an der Südküste von Kola (Lappland); reichlichen Zirkon fand Vélain als Einschluss in der Hornblende der massigen A.e von der Selenga in Ostsibirien. — Muscovit ist nur ausnahmsweise vorhanden, nach Gümbel z. B. in einem Hornblendeschiefer vom Devil's Hill an der Goldküste. — Weisser und blauer Korund in optisch-zweiaxigen Körnern (einzelne bis haselnussgross) zufolge v. Camerlander im A. zwischen Sörgsdorf und Wildschütz im nordwestl. österreich.-Schlesien (Verh. geol. R.-Anst. 1886. 356). — Orthit zufolge Duparc und Mrazec selten in A.en des Mont Blanc. — Kalkspath, hin und wieder.

Bezüglich der Structur sind zu unterscheiden:

1) richtungslos körniger Amphibolit, Hornblendefels, ein grobes oder feines Aggregat von körnigen oder kurzstengeligen Hornblende-Individuen, welche ganz regellos ohne Parallelismus granitähnlich mit einander verwachsen sind; vielfach von anscheinend massigem Auftreten und ohne deutliche Schichtung.

2) schieferiger Amphibolit, Amphibolschiefer, Hornblendeschiefer, ein unvollkommen dickschieferiges Gestein, bestehend aus kurzstengeligen und faserigen Hornblende-Individuen, welche, selbst wenn sie keine völlig parallele Richtung verfolgen, sondern etwas verworren durcheinander gewoben sind, stets eine schieferige Structur hervorbringen; vielfach liegen aber doch die Hornblenden auch mit ihren Längsaxen einander parallel, eine Art Streckung bedingend. Diese Schiefer sind in der Regel sehr deutlich geschichtet. Charakteristisch ist der bandweise und lagenweise Wechsel des Mineralgehalts, indem dunklere, an Hornblende reichere Lagen alterniren mit heller gefärbten, in welchen Epidot, Plagioklas, Quarz, Granat, Pyroxene einzeln oder verbunden angereichert sind; namentlich kommen auch an Plagioklas arme und reiche Lagen abwechselnd vor, desgleichen solche mit verschiedenem Epidotgehalt. Sehr feinkörnige dünne Lagen, die blos aus Quarz oder aus Quarz und Plagioklas bestehen, enthält der Hornblendeschiefer von Nieder-Podiebrad in Niederschlesien (Schumacher); die bisweilen augithaltigen Hsch. im Dauphiné zwischen St. Christophe und dem Glacier du Mont-de-Lans führen schmale blassgrüne körnige Lagen, die aus vorwaltendem lichtgrünem Augit und Plagioklas gemengt sind (Groth). An den Wänden des Gletscher-Cañons am Mount Zirkel, im North Park, im nördl. Colorado, wechseln Bändor von reinem Amphibolit, Lagen von plagioklas- und quarzführendem Amphibolit, solche von Feldspath, liniirt mit Hornblende, solche von reinem Feldspath mit einander ab (U. S. geolog. explor. 40. parallel, Hague und Emmons, II. 1877. 136). Eine porphyrähnliche Structur wird, selbst bei schieferigem Gefüge der Hauptmasse, durch stark abgerundete grössere Plagioklaskörner hervorgebracht. Hierhin gehört wohl der »variolitische Hornblendeschiefer« Stache's aus Siebenbürgen, bei welchem zwischen den schuppigen odor strahligen Hornblendelagen regelmässig kleine runde weisse

oder röthliche Feldspathkörner vertheilt sind, die freilich mit den Ausscheidungen in den eigentlichen Varioliten nur die Form gemeinsam haben (auch Möhl bezeichnete als variolitischen Hornblendefels ein Vorkommniss von Bäringen bei Petschau, bei welchem in einem Aggregat grüner Hornblende trüber Feldspath und klarer Quarz eingebettete Körner von 2—3 mm Dicke bilden). Gleichfalls bedingen Körner und Knollen von Diallag eine porphyrähnliche Structur; nach F. J. Wiik führen z. B. die Hornblendeschiefer der oberen Abtheilung des Laurentian in Süd-Finnland der Schieferung parallel gelagerte Ellipsoide von Pyroxen. Bisweilen erscheint eine pseudoporphyrartige Structur, indem gewisse Gemengtheile grössere Aggregate bilden, welche dann nesterähnlich oder putzenartig in dem übrigen Gestein vertheilt sind; so Quarzlinsen (welche nach Kalkowsky übrigens auch die Parallelstructur durchqueren können), linsenförmige Aggregate von vorwiegendem körnigem Feldspath, Gemenge von Hornblende mit viel Pyroxen, linsenförmige Aggregate von Hornblende, Diallag und Feldspath (niederösterr. Waldviertel). Eine besondere Art der Ausbildung ist es, dass linsenförmige und sehr feinkörnige Hornblende-Aggregate mit ebensolchen von Feldspath verbunden sind, wobei sich mehrfach an Biotit sehr reiche Gesteinspartieen zwischen denselben hindurchziehen und sie in durchflochtener Structur umschmiegen. — Eine eigenthümliche Structur zeigt Gümbel's »Nadeldiorit«, bei welchem in einer dichten graugrünen Hauptmasse (bestehend aus Hornblende und Feldspath) dunkle Nadeln von Hornblende, wohl auch spärliche weisse Feldspathe liegen (Kaasberg bei Wegscheid, Rohrbach bei Regen im ostbayerischen Grenzgebirge, wo ein Theil dieser Gesteine geologisch zu den Hornblendeschiefern gehört). — Bei Radenthein in Kärnten besteht der Hsch. aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und weissem Glimmer, worin bis 3 Zoll grosse Hornblendekrystalle und zollgrosse Granaten (∞O) liegen (Peters). — Von den centrischen Structuren, welche hier vielfach auftreten, war im Vorstehenden schon die Rede.

I. Körniges Hornblendegestein von Weidenthal am Fuss des Melibocus im Odenwald; sp. G. 2,947; G. Bischof, Chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 930.

II. Hornblendeschiefer von Miltitz in Sachsen; sp. G. 3,008; G. Bischof ebendas.

III. Hornblendeschiefer, best. aus Hornblende, wenig Feldspath und Quarz, von Treppenstein bei Mähring im bayer. Wald; spec. G. 3,085; Wittstein in Gümbel's Geogn. Beschr. d. ostb. Grenzg. 1868. 341.

[IV. Gangförmiges Hornblendegestein von Pascolax, Insel Hochland, mit grossen Krystallen; Lemberg, Arch. f. Naturk. Livlands u. s. w. (1) IV. 1867. 198; gehört vielleicht nicht zu den krystallinischen Schiefern].

V. Amphibolit vom Fuss der Aiguille de Midi, Mont Blanc. Duparc u. Mrazec.

VI. Amphibolit vom Loisberg bei Langenlois, Niederösterreich, mit viel lichtgrüner Hornblende, auch Orthoklas, Plagioklas, Zoisit, Rutil; Wurzel bei Becke.

VII. Hornblendeschiefer mit ziemlich viel Feldspath vom Nordfuss des Herrgottsberges bei Darmstadt; Lepsius.

VIII. Amphibolit von Habendorf, Schlesien, fast allein aus etwas strahlsteinartiger Hornblende bestehend; Steffen bei Dathe.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Kieselsäure	49,42	48,65	46,71	46,31	50,46	47,30	49,10	46,47
Thonerde	18,12	16,42	4,31	6,43	8,89	16,86	18,38	8,68
Eisenoxyd	5,41	18,62	8,02	1,56	8,52	1,69	2,21	4,18
Eisenoxydul	9,60	4,69	18,07	13,69		5,61	4,80	3,73
Manganoxydul	—	0,48	—	—	—	—	—	—
Kalk	8,65	7,16	14,76	9,13	14,51	13,27	13,05	9,05
Magnesia	3,16	2,32	2,04	15,76	17,88	11,32	6,49	22,79
Kali	1,27	0,56	—	0,10	0,22	0,40	1,41	0,35
Natron	2,57	0,89	2,41	1,18	1,17	4,27	3,63	1,14
Wasser	1,80	0,21	0,50	4,59	—	—	1,30	3,39
Titansäure	—	—	2,80	—	—	0,45	0,03	0,21
	100,00	100,00	99,62	98,75	101,65	101,17	100,40	99,99

Bischof hebt hervor, dass in I und II Fe_2O_3 und FeO nicht genau getrennt sind. IV enthält eine Spur CO_2. Der hohe Thonerdegehalt in I schliesst die alleinige Gegenwart von Hornblende aus; III und IV kommen der Zusammensetzung einer thonerdehaltigen Hornblende nahe, wenn das Fe_2O_3 als Magnetit betrachtet wird. V hat ganz die Zusammensetzung einer Hornblende.

Die Amphibolite treten vorwiegend als Lager oder grössere Linsen auf im Gneiss, Glimmerschiefer, Phyllit, mit denen sie auch wechsellagern und in welche sie oft allmählich übergehen; letzteres erfolgt namentlich in dunkle Glimmerschiefer, sowie bei mehr vereinzeltem Vorkommen der lenticulären Massen; doch schneiden die Amphibolite mitunter auch ohne Übergang ganz scharf an Gneissen und Glimmerschiefern ab. Sie sind hier in diesen archäischen Gebieten verbunden mit Hornblendegneiss, Phyllitgneiss, Chloritschiefer (welcher oft ein Umwandlungsproduct des Hornblendeschiefers ist), mit Granulit, Eklogit (als Zwischenformen treten sog. eklogitartige Amphibolite auf), mit Flasergabbro, Quarzit, auch mit Serpentinen, welche aus ihnen hervorgehen können. Doch kommen andererseits auch A.e bis ins Cambrium hinein vor (im östl. Thüringer Wald). Die einzelnen, oft sowohl im Streichen als im Fallen sich rasch auskeilenden Lager oder dickbauchigen Linsen des A. sind manchmal neben und übereinander zu förmlichen Schwärmen verbunden. Bei der Verwitterung des Nachbargesteins treten sie oft kuppenähnlich hervor. In der archäischen Formation des Erzgebirges sind es namentlich die zu unbedeutenden Dimensionen (zu Kopf-, ja Faustgrösse) herabsinkenden, conform eingeschalteten Amphibolitlinsen, welche eine richtungslose Structur entwickeln. — Sodann bilden A.e aber auch wohl auf grosse Strecken hin die herrschenden Gesteine, denen gegenüber andere krystallinische Schiefer die Rolle untergeordneter Gebirgsglieder spielen.

Als untergeordnete Einlagerungen finden sich in diesen geschichteten Amphiboliten: Quarzite und Quarzitschiefer, Kalksteine und Dolomite, sog. Diabasschiefer, d. h. Schiefer, die nur aus Plagioklas und Augit bestehen, Diallag-Granatgesteine, feinkörnige bis dichte Massen, welche sich wesentlich blos aus Feldspath und Quarz zusammensetzen und hier und da etwas Hornblende und Epidot aufnehmen (Kupferberg in Schlesien). Westl. von Ronsperg in Böhmen,

bei Natschetin und Haslau tritt schichtweise zwischen Amphibolit und Amphibolschiefern Hercynitfels auf, bestehend vorwiegend aus Hercynit (im Schliff tief grün werdend, mit Flüssigkeitseinschlüssen) mit eingemengtem und beigemengtem spärlichem Korund, Magneteisen, Titaneisen, Rutil (Kalkowsky, Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 536). Von den mächtigen Apatitgängen des südlichen Norwegens finden sich viele in A.en.

[Von den körnigen Amphiboliten werden übrigens auch Vorkommnisse von Gangcharakter mit durchgreifender Lagerung erwähnt. Nicht immer sind es wohl entblösste dicke eingebettete Linsen, denen man blos irrthümlich eine eruptive Natur zugeschrieben hat. Der Hornblendefels vom Karnberg, w. von Neustadt bei Stolpen in Sachsen, bildet nach Möhl einen mächtigen verticalen Gang im Granit, der in kleine Prismen und Säulen abgesondert ist; »Contactstücke und veränderte Graniteinschlüsse lassen keinen Zweifel über den eruptiven Charakter«, auch erwähnt Möhl gar Glaseinschlüsse in den Hornblenden (N. Jahrb f. Min. 1875. 703). Der S. 341 erwähnte, sog. variolitische Hornblendefels von Bäringen tritt nach Laube gangförmig im Glimmerschiefer auf. Lemberg berichtet von einem schwarzen Amphibolitgang von Pascolax auf der Insel Hochland (mit 26,77 % MgO), welcher neben Hornblende zu Serpentin verwitterten Olivin und zu Schillerspath veränderten Enstatit enthält (vielleicht ein Gang von Pikrit?) Massige Granatamphibolite, bestehend aus grüner faseriger strahlsteinartiger Hornblende und rothem Granat, n. d. M. noch Biotit, etwas Plagioklas, secundärer Quarz, Titanit, Titaneisen, finden sich zufolge Vélain als unregelmässige Stöcke (»amas«) in den Hornblendegneissen Transbaikaliens.]

Bei der Zersetzung der Amphibolite entstehen aus der Hornblende (abgesehen vom Chlorit und Epidot) Brauneisen, aus den Feldspathen kaolin- oder glimmerartige Substanzen, aus den Granaten chloritartige Mineralien. An Al_2O_3 arme A.e können sich in Serpentin umwandeln (vgl. diesen). — Auf Klüften sitzen: Epidot, Quarz, Albit, Kalkspath, Dolomit, Flussspath, Schwerspath Asbest, Prehnit, Desmin, Stilbit, Laumontit, Chabasit.

Als Abarten, begründet auf die mineralogische Zusammensetzung, könnte man nach den vorwiegenden Combinationen unterscheiden:

Eigentlichen Hornblendefels und Hornblendeschiefer, bestehend lediglich oder fast ganz allein aus gemeiner Hornblende; im wirklich reinen Zustande sehr selten, da meist etwas Feldspath oder Feldspath und Quarz u. d. M. vorhanden ist.

Quarzamphibolit, meist auch mit ganz geringen Mengen von Feldspath, Epidot, Magnetit. — Quarzfeldspathamphibolit kann man mit Kalkowsky (Lithologie 210) Gesteine nennen, welche wegen ihrer richtungslos-körnigen Structur oder wegen ihres engen Zusammenhangs mit anderen Amphiboliten nicht füglich als Hornblendegneisse zu bezeichnen sind.

Feldspathamphibolit, namentlich Plagioklasamphibolit, sehr weit verbreitet; die früher vielfach benutzte Bezeichnung Dioritschiefer ist unangemessen, weil sie die Vorstellung erweckt, als ob es sich um schieferig struirte

eruptive Diorite handle. Zu den Plagioklasamphiboliten gehört auch das völlig richtungslos struirte Gestein von der Halsbrücke bei Freiberg i. S., welches früher als der Typus eines massigen grobkörnigen Eruptivdiorits galt, thatsächlich aber wohl eine (ausnahmsweise grobkörnige) concordante Einlagerung im Gneiss bildet; das Gestein besteht aus bis selbst 2 cm grossen schwarzen blätterigen Hornblenden, weisslichem Plagioklas und schrotkorngrossen blassröthlichen Granaten; accessorisch u. d. M. Rutil, Titaneisen, Apatit (Sauer, Section Freiberg 1887. 26). — Dunkelgrüne hornblendereiche Lagen wechseln hier vielfach mit lichteren feldspathreichen, z. B. bei den Quarz, bisweilen auch etwas Biotit und Epidot führenden Plagioklasamphiboliten, welche in Sachsen den Biotitgneissen der Granulitformation im Erlbachthale bei Rochlitz, an der Göhrener Brücke, bei Hartmannsdorf, im Zschopauthale bei Schönborn eingeschaltet sind. Plagioklasreich (auch stellenweise mit etwas Orthoklas) sind die von Weber beschriebenen Hornblendeschiefer aus dem Oppenauer Gneissgebiet des Schwarzwalds. Andere typische Feldspathamphibolite erscheinen im Eulengebirge, auf der Halbinsel Chalkidike (bei Nizvoro, w. von Sermyle), bei Mamas im Herero-Lande; auch ein Theil der Hornblendeschiefer des Lizard-Districts in Cornwall gehört hierher; ein Epidot-Plagioklasamphibolit findet sich bei Topelwinkel auf Section Döbeln (Dathe). Schwerdt beschreibt einen mit Hornblendeschiefer verbundenen sog. Dioritschiefer von Ai-schan-tang in der nordchinesischen Provinz Schantung mit Hornblende, Plagioklas, Quarz, wenig Orthoklas, relativ viel Zirkon, Apatit, makroskopischem Titaneisen, welches in Titanitkörnchen umgewandelt ist (Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 203). — Vielleicht ist auch hierher zu zählen der durch v. Foullon (Jahrb. geol. R.-Anst. 1884. 651) angeführte »Dioritschiefer« aus dem Mühlbachthal (Radstädter Tauern), welcher dort Einlagerungen in den Silurschiefern bildet und aus Feldspath, Hornblende, Titaneisen und Pyrit besteht.

Epidotamphibolit, ein A. mit accessorischem Epidot, geht in die an Epidot reicheren Grünen Schiefer über; z. B. am Saurücken im niederösterr. Wechselgebirge, im Wildbühelthal bei Wagrein in den Radstädter Tauern (reich an weingelbem Epidot), zwischen Längenfeld und Huben im tiroler Oberinnthal.

Granatamphibolit, wegen des vorwaltenden Hornblendegehaltes von dem Eklogit zu trennen, wenn auch durch die sog. eklogitartigen Amphibolite, welche Pyroxen und Amphibol zu gleichen Theilen enthalten, mit ihm verbunden; führt auch in der Regel spärliche Mengen von Quarz, Feldspath, Salit, Biotit. Aus ihm kann Granatfels hervorgehen. Unregelmässige plattenförmige oder linsenförmige Einlagerungen dieses Gesteins erscheinen z. B. in den Granatserpentinen der Gegend von Waldheim, Greifendorf, Böhrigen, Etzdorf in Sachsen, wo der Granat sich bisweilen zu fast reinen Lagen und Schmitzen anhäuft. Feldspathreiche Granata.e des ostbayerischen Grenzgebirges wurden von Gümbel wenig passend als Granatdiorite bezeichnet. Granata. des Phyllits der Sierra Capelada, westl. von S. Marta de Ortigueira in Galicia, führt auch makroskopischen Zoisit, u. d. M. noch Quarz, der eine Art Grundmasse bildet, mitunter

Pyroxen, Plagioklas, Rutil, Titaneisen, Titanit, Apatit, Glimmer, Eisenoxydhydrate (Macpherson). Hierher gehört auch Bonney's sog. Glaukophan-Eklogit aus dem Val d'Aosta (vgl. S. 368), der ein glaukophanführender Granatamphibolit ist und nach seiner späteren Notiz (Philos. Magaz. (5) XXIII. 1892. 244) tiefhonigbraune, fast opake Körner und Prismen von wahrscheinlich Pseudobrookit enthalten soll. Von Granata.en in den Hornblendegneissen Transbaikaliens berichtet Vélain. Nach der Angabe von Tasche tritt im Gneiss des südl. Kirchspiels Bokenäs bei Stora-Kärr im Bohuslän (Schweden) ein Gemenge von kleinen schwarzen oder schwarzgrünen glasglänzenden Hornblendekrystallen, rothbraunem Granat, kleinen Partieen und Krystallen von Rutil, sowie sehr spärlichem triklinem Feldspath auf; wo das Gestein den Atmosphärilien ausgesetzt ist, scheine sich Hornblende und Granat in Glimmer und Chlorit umzuwandeln. Ein quarzhaltiger Granata. ist wohl das durch Frech untersuchte Vorkommen von Elvas am Guadiana in Portugal (Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1882. 148).

Salitamphibolit, mit ziemlich reichlichem farblosem oder blassgrünlichem Pyroxen neben der vorwaltenden Hornblende (vgl. S. 337); Quarz und Feldspathe pflegen stark zurückzutreten.

Diallagamphibolit.

Biotitamphibolit, in der Regel nicht arm an Quarz, verläuft in Glimmerschiefer.

Zoisitamphibolit, vgl. S. 338.

Skapolithamphibolit, vgl. S. 339.

Gedritamphibolit, vgl. S. 338.

Calcitamphibolit. Als Hemithren reiht Brongniart den Hornblendegesteinen Vorkommnisse an, welche vorwiegend aus Hornblende und Kalkspath bestehen sollen und möglicherweise geologisch zu den krystallinischen Schiefern gehören. Wenn später v. Lasaulx nachzuweisen versuchte, dass Hemithren aus dem Gneiss-Granitplateau des Dép. Puy-de-Dôme bald ein euritartiges Gestein, bald ein quarzhaltiger Glimmerporphyrit, bald eine dioritische oder gabbroähnliche Masse, alle mit etwas Kalkcarbonatgehalt sei, so ist hervorzuheben, dass, soweit wenigstens aus der Beschreibung ersichtlich wird, gar nicht Brongniart, sondern Lecoq es gewesen ist, der diese Vorkommnisse als Hemithren bezeichnet hat (N. Jahrb. f. Min. 1874. 231).

Einige Vorkommnisse von Hornblendeschiefern: In Sachsen sind varietätenreiche Hornblendeschiefer eingelagert dem Gneiss (Sect. Annaberg, Zöblitz, Schellenberg-Flöha, Pockau-Lengefeld, Sayda), dem Glimmerschiefer (Schellenberg-Flöha, Schwarzenberg, Wiesenthal, Kirchberg, Elster, Burkhardtsdorf, Marienberg und Geyer, Johanngeorgenstadt), dem Phyllit (Lössnitz, Wiesenthal), den Biotitgneissen und Granatserpentinen, den Glimmerschiefern und Phylliten des Granulitgebirges.

Hornblendeschiefer mit faseriger Hornblende und vielen anderen Gemengtheilen bilden einen Saum um die Münchberger Gneisspartie im Fichtelgebirge; sie stehen durch Zunahme des pyroxenischen Minerals und des Granats mit Eklogiten in Verbindung und als Zwischenformen erscheinen die sog. eklogitartigen Amphibolite. — Die Gneisse des ostbayerischen Grenzgebirges enthalten vielorts Amphi-

bolite und Hornblendeschiefer, z. B. zu Treppenstein bei Mähring (typisch, mit wenig Feldspath und Quarz, Kieselsäuregehalt 46,71); über Nadeldiorit vgl. S. 341. Granatamphibolite, bisweilen feldspathreich, erscheinen bei Neustadt an der Waldnab, Winklarn, Wildenreuth, Erbendorf, Windisch-Eschenbach, Oberviechbach, Windberg bei Bogen. — Reichlich in den Gneissen des Böhmer Waldes, von Goldenkron bis Ottetstift, zwischen Neumark und Merklin, vom Hohen Bogen bis Klentsch und Taus (Hornblendeschiefer wechsellagernd mit Serpentin), Gegend von Ronsperg; auch im Tepl-Gebirge zwischen Einsiedel und Theising weit verbreitet. Bei Petersdorf im Königgrätzer Kreise. — In den Gneissen des Schwarzwalds.

In Niederschlesien im Gneiss der Rummelsberger Gebirgsgruppe bei Strehlen (Schumacher). — In den Gneissen des Eulengebirges theils gewöhnliche feldspathhaltige A.e (und Strahlsteinschiefer), welche auch Granat und Salit führen, theils eklogitartige A.e mit Granat und Pyroxen, aber auch Orthoklas und Plagioklas. Die A.e führen am Lampersdorfer Sauerbrunnen grosse Rutilkörner (vgl. S. 337). In den Gneissen am Ostabfall des Eulengebirges zwischen Langenbielau und Lampersdorf constatirte Dathe nicht weniger als 225 A.-Einlagerungen. Vollkommen schieferiger, an mikroskopischem Plagioklas reicher A. wechsellagert mit dem Gabbro (Zobtenit) des Buchbergs s.w. von Frankenstein (Traube), auch am Lämmelberg ö. vom Zobten ist dunkelgrüner, sehr feinfaseriger Hornblendeschiefer mit Zobtenit verbunden (Roth). — Die oft Feldspath führenden Hsch. zwischen Jauernig und Altstadt lagern im Glimmerschiefer, ebenso die zwischen Rudelstadt und Jänowitz, desgleichen die des Erlitz- oder Böhmisch-Glatzer Gebirges.

Sehr bemerkenswerthe Untersuchungen über die dem Gneiss eingelagerten Amphibolite des niederösterr. Waldviertels verdanken wir Becke; er unterscheidet hier: a) normalen Amphibolit, verhältnissmässig grobkörnig, bestehend aus sehr vorwaltender Hornblende, Plagioklas, Orthoklas, auch Titanit, Rutil, Apatit, Eisenerz; bisweilen tritt Epidot, Quarz, Granat, Omphacit ein. b) Zoisitamphibolit, charakterisirt durch die Aggregate von kleinen farblosen, durch unregelmässige Quersprünge gegliederten, gerade auslöschenden Säulchen und Stengel sowie von länglichen Körnchen des Zoisits; diese Aggregate werden nach dem Rande zu stets trübe; führt ausser den genannten accessorischen Gemengtheilen noch Salit; das Gestein ist bisweilen ausgezeichnet flaserig und jeder Gemengtheil tritt für sich mit Ausschluss aller anderen in linsenförmigen Aggregaten auf, welche aus tausenden einzelner kleiner Individuen bestehen; seltenen Calcit hält Becke für einen unzweifelhaft primären Gemengtheil. c) Salitamphibolit mit lichtgrünem, im Schliff bisweilen fast farblosem, nach dem Augitprisma spaltbarem Salit; in diesen basischeren Gesteinen herrscht meist der Plagioklas über den Orthoklas vor. Der Salit bildet bald kurze Flasern von körniger Zusammensetzung, bald hornblendearme einzelne Lagen oder lang linsenförmige Partieen von hellerer Farbe. d) Granatamphibolit; in diesen Vorkommnissen sieht man vielfach mit freiem Auge weisse Ringe um jedes Granatkorn, beruhend auf einer kranzförmigen Anordnung von Quarz und Feldspath um die Granaten, worauf dann nach aussen zu noch radial gestellte Hornblendepartikel folgen; führt in wechselnder Menge Feldspath und Quarz (bisweilen schriftgranitartig durchwachsen), Titanit, Apatit, Biotit, Titaneisen, Rutil, Magnetkies. e) sog. Dioritschiefer, d. h. plagioklasreichen Amphibolit, körnig-streifig und körnig-flaserig; bei Senftenberg im Kremsthal ist der Feldspath Anortbit; Quarz ist meist nur untergeordnet, ebenso Granat. f) im Granulitgebiet treten granatführende Diallagamphibolite auf, zusammengesetzt z. B. bei Schauenstein aus sehr dunkler (brauner) Hornblende, 2—3 mm grossen berggrünen faserigen Diallagen (am Rande in grüne uralitartige Hornblende umgewandelt), dunkelblutrothem Granat, dann noch Orthoklas und Plagioklas, Apatit, Titaneisen, möglicherweise Olivin; andere enthalten auch primären Epidot.

Radstädter Tauern, gebunden an Glimmerschiefer; Nassfeld am Malnitzer Tauern; Oetzthaler Alpen; im Phyllit zwischen Brixen und Klausen (Eisackthal). Weitverbreitet in den Schweizer Alpen, in denen der Dauphiné; ebenfalls in Norwegen und Schweden. Aus dem Gneiss der schottischen Grafschaft Ross ragt die aus Hsch. bestehende 3000 Fuss hohe Bergmasse des Ben Lair hervor. — Andere Localitäten sind aus den Literatur-Citaten ersichtlich.

Aus dem Glimmerschiefer der Insel Syra erwähnt Luedecke ein Chlorit-Smaragditgestein, bestehend vorwiegend aus dunkelgrünem Smaragdit und grünem, parallel damit verwachsenem Chlorit; accessorisch etwas Glaukophan, Omphacit, Epidot, Granat, Muscovit, Titanit, Rutil (Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 286).

Von Kamada s.w. von Takanuki in Japan beschreibt Kotō »Titanit-Amphibolschiefer«, schwarze, überaus planparallele Gesteine, deren Querbruch sehr dünne helle Zonen zeigt, die sich selbst in einem kleinen Handstück oft hundertmal wiederholen. Die schwarzen Partieen bestehen im Präparat zur Hauptsache aus flaschengrünen Hornblendeprismen, daneben auch isometrische Plagioklaspolygone und goldgelb gebleichte Biotite. Die hellgrünen Bänder sind charakterisirt durch ganz lichten Salit, fast farblos, bisweilen im Centrum etwas mehr grünlich gefärbt und hier mit Interpositionen, die wie parallele kurze schwarze Striche aussehen, indess entweder Gasporen oder Flüssigkeitseinschlüsse sind. Namentlich aber führen die hellen Zonen noch weckenförmige spindelähnliche Titanitkörner, in Ausnahmefällen mit schwarzem Kern von Titaneisen, weshalb Kotō hier eine ursprüngliche Umwachsung, keine Alteration anerkennt. Grüne Hornblende ist in diesen Bändern nur spärlich und umschliesst dann den Salit; sonst noch etwas randlich pseudophitisch veränderter Feldspath, Körner von Apatit.

Westl. von Salem in der Präsidentschaft Madras tritt ein geschichteter Amphibolit auf, welcher grösstentheils aus Grünerit ($FeSiO_3$) in faserigen bräunlichen Massen, verbunden mit Quarz und Magnetit, besteht; der Grünerit, 2—3 cm lange Krystalle, bildet u. d. M. unregelmässige, nach der Verticalaxe ausgedehnte hellgelblichgrüne, sehr schwach pleochroitische Schnitte, mit einem Prismenwinkel von ca. 124°, guter Spaltbarkeit nach $\infty P\{110\}$, auch nach der Basis; polysynthetische Zwillinge nach $\infty P\infty\{100\}$; Auslöschung auf $\infty P\infty\{010\} = 25°$ gegen die prismatischen Spaltrisse; Doppelbrechung sehr gross, $\gamma - \alpha = 0{,}05$. Verbunden mit diesem Grüneritschiefer sind grüneritthaltige eisenreiche Quarzgesteine; der ganze Complex bildet die hangende Partie der dortigen krystallinischen Schiefer (Lacroix, Bull. soc. fr. minér. April 1889).

Gesteine, welche petrographisch den Hornblendeschiefern mehr oder weniger entsprechen, geben sich vielfach als Producte eines Umwandlungsvorgangs zu erkennen. Einestheils können dieselben in gewissen Fällen local durch granitische Contactmetamorphose aus massigen Diabasen und diabasischen Tuffen hervorgehen (vgl. II. 155 ff.). Andererseits sind viele Beispiele dafür bekannt, dass schieferige Gemenge aus vorwaltender Hornblende nebst Feldspath, Quarz, auch gelegentlich mit Epidot, Granat, Skapolith u. a. Mineralien aufzufassen sind als Producte von Umwandlungen, von denen massige Eruptivgesteine im Gefolge des Gebirgsdrucks betroffen wurden; so ist dies der Fall bei Diabasen, Gabbros, Noriten; vgl. darüber die ausführlichen Angaben in II. 730 ff.; 775 ff. Alsdann

stehen aber solche schieferige Hornblendegesteine in einem unmittelbaren örtlichen, durch Übergänge gewährleisteten Verband mit Massengesteinen, deren eruptive Lagerung nicht zweifelhaft ist. Anders liegt das Verhältniss bei den hier in Rede stehenden Hornblendeschiefern der krystallinischen Schiefer, welche weder mit Eruptivmassen in ersichtlicher Beziehung stehen, noch selbst ein Auftreten nach Art der Durchbruchs- oder Ergussgesteine aufweisen, wie es z. B. bei den kurzen plumpen, rings von Gneiss umschlossenen Amphibolitlinsen der Fall. Ob daher auch in solchen Vorkommnissen druckmetamorphisch umgewandelte Eruptivmassen anzuerkennen sind, muss vorläufig als ganz unerwiesen gelten und jedenfalls eingehender als durch einen blossen, nach der geologischen Seite immerhin mangelhaften Analogieschluss erhärtet werden. Sofern nach einem sedimentären Archetyp gesucht wird, dürften auch unreine Kalksteine oder Kalksteinschiefer sowie mergelige Materialien in Betracht kommen können.

Kalkowsky, Salit im Hornblendeschiefer, Min. Mitth. 1875. 47.
Sauer, Rutil im Amphibolit, N. Jahrb. f. Min. 1879. 573. — 1880. I. 94.
v. Lasaulx, Umwandlung des Rutils im A., Z. f. Kryst. IV. 1879. 168.
v. Camerlander, Korund im Hornblendeschiefer, Verh. geol. R.-Anst. 1886. 356.
Amphibolite des sächsischen Erzgebirges, siehe Erläuterungen zur geolog. Specialkarte des Kgrchs. Sachsen, u. a. Sectionen Zöblitz, Annaberg, Schellenberg-Flöha, Burkhardtsdorf, Schwarzenberg, Wiesenthal, Kirchberg, Elster, Johanngeorgenstadt, Döbeln, Frankenberg-Hainichen, Lössnitz, Pockau-Lengefeld, Sayda.
Schalch, A. von Globenstein u. Oberrittersgrün, Erzgebirge, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1885. 179.
Dathe, A. von der Rothenburg am Kyffhäuser, Erläuterungen zu Blatt Kelbra, 1884. 41; vgl. Streng, N. Jahrb. f. Min. 1867. 642.
Gümbel, A. des Fichtelgebirges, Geogn. Beschr. d. Fichtelgeb. u. s. w. Gotha 1879. 142. 332; vgl. auch Riess in Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 232; Sauer im N. Jahrb. f. Min. 1879. 573.
Gümbel, A. des ostbayerischen Grenzgebirges, Geogn. Beschr. d. ostb. Grenzgeb. Gotha 1868. 341; vgl. auch Oebbeke, Jahrb. geol. R.-Anst. 1879. 372.
Weber, Hsch. im Oppenauer Gneissgebiet des Schwarzwalds, Min. u. petr. Mitth. IV. 1884. 23.
Kloos, Schwarzwald, vgl. N. Jahrb. f. Min. 1888. I. Ref. 407.
Lepsius, Herrgottsberg bei Darmstadt, Das Mainzer Becken, 1883. 25.
L. v. Buch, Hsch. von Landeck in Schlesien, Versuch einer mineral. Beschreibung v. Landeck, 1797. 12.
Beyrich, Glatzer Gebirge, Z. geol. Ges. I. 1849. 68.
Roth, Erläuterungen z. geognost. Karte von Niederschlesien, 1867. 93. 130. 193.
Kalkowsky, Die Gneissformation des Eulengebirges, Leipzig 1878. 35.
Dathe, Ostabfall des Eulengebirges, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1886. 179. — Von Habendorf, ebendas. für 1888. 320.
v. Lasaulx, Lampersdorf im Eulengebirge, Z. f. Kryst. IV. 1879. 168.
Schumacher, Rummelsberger Gebirgsgruppe bei Strehlen, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 464.
Traube, Buchberg bei Frankenstein, Beiträge z. Kenntn. d. Gabbros u. s. w. des niederschles. Gebirges. In.-Diss. Greifswald 1884. 9.
Wedding, Schmiedeberg, Schlesien, Z. geol. Ges. XI. 1859. 404.

Peters, Böhmisch-Eisenberg, Jahrb. geol. R.-Anst. X. 1859. 227.
vom Rath, Mährisch-Zöptau, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1880. 42.
H. Wolf, Hsch. ö. vom böhmischen Kamm, Jahrb. geol. R.-Anst. XIV. 1864. 475.
v. Hochstetter, Böhmer Wald, Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 52. 759. 805; VII. 1856. 777.
Kalkowsky, Raspenau bei Friedland in Böhmen, Min. Mitth. 1875. 50.
H. B. Patton, A. nördl. von Marienbad, Böhmen, Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 115.
Barvíř, Granat-Amphibolitgerölle aus der Iglava bei Hrubschitz, Sitzgsber. böhm. Ges. Wiss. 19. Mai 1893.
Stache, Siebenbürgen; in v. Hauer u. Stache, Geologie Siebenbürgens. Wien 1863. 207.
Becke, niederösterreich. Waldviertel, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 233. 285. 344.
Böhm, Wechselgebirge, Niederösterr., Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 212.
v. Foullon, Radstädter Tauern, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIV. 1884. 647.
Lovreković, Deutsch-Landsberg, Steiermark, Mitth. naturw. Ver. f. Steierm. 1892.
Ippen, Bachergebirge, Steiermark, ebendas. 1892.
Peters, Radenthein in Kärnten, Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 511.
Teller u. v. John, A. zwischen Brixen und Klausen, Tirol, ebendas. XXXII. 1882. 683.
Cathrein, Ötzthaler Alpen, N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 86; 1887. I. 150; über Umwandlungen der Granaten s. Z. f. Kryst. X. 1885. 434.
Stapff, St. Gotthard, Geol. Profil des St. G. in der Axe des grossen Tunnels 1880. 47.
O. Meyer, St. Gotthard (der angegebene Zirkon ist Rutil), Z. geol. Ges. XXX. 1878. 15.
C. Schmidt, A. des St. Gotthard u. im Gneiss des Adulamassivs, Anh. zur XXV. Lief. der Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Bern 1891.
Duparc u. Mrazec, Mont Blanc, Archives des scienc. phys. et natur. Genève (3) XXX. Septr. 1893.
J. Chelussi, Chialambertothal in Piemont, Giorn. di mineralog., crist. etc. II. 1891. 196.
Bucca, Calabrien, Boll. com. geol. d'Italia XV. 1884. 242.
Macpherson, Galicia, Anal. soc. esp. de hist. natur. X. 1881; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 56.
Groth, Dauphiné, Sitzgsber. Münchener Akad. 1885. 395.
Michel Lévy, Marmagne bei Autun, Bull. soc. géol. (3) VII. 1879. 857.
Cross, Finistère, Min. u. petr. Mitt. III. 1881. 386.
F. Zirkel, Jona, Hebriden, Z. geol. Ges. XXIII. 1871. 63.
Bonney, Lizard-District, Cornwall, Quart. journ. geol. soc. XXXIX. 1883. 14.
Tasche, Granat-A. vom Bohuslän, Schweden, N. Jahrb. f. Min. 1864. 27.
Svedmark, Klagstorp in Schonen, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 274.
Svedmark, A. mit Skapolith von Petersfors, Kirchspiel Jernboås in Schweden, Stockh. geol. Fören. Förhandl. VII. 1884. 293.
Hj. Sjögren, Hsch. mit Gedrit u. Dipyr, zwischen Langesundfjord u. Risör, s. Norwegen, ebendas. VI. 1883. 447.
Hj. Sjögren, A. mit Gedrit von Hilsen bei Snarum, Ofvers. af k. Vetensk.-Akad. Förh. Stockholm 1882. 5; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 366.
Helland, Maröe, Bergsfjord, Norwegen, vgl. N. Jahrb. f. Min. 1879. 422.
Philippson, A., (Eklogit) von Tromsöe, Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1883. 209; vgl. auch Helland im N. Jahrb. f. Min. 1879. 422.
Stelzner, Südküste von Kola, Lappland, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 105.
Becke, Halbinsel Chalkidike, Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 255.
Rosiwal, Sredjna gora, Central-Balkan, Denkschr. Wiener Akad. LVII. 1890. 283.
v. Miklucho-Maclay, Berg Poroschnaja bei Nischne-Tagilsk, N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 72 (verdruckt).
Kantkiewicz, Jekaterinburg, vgl. Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 357.

Vélain, Transbaikalien, Bull. soc. géol. (3) XIV. 1886. 141.
Schwerdt, Provinz Liautung, Nordchina, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 212.
Kotō, Hsch. der sog. Gozaisho Series in Japan, Journ. of college sc., Imper. univers. Japan Vol. V. Part 3. 1892.
F. Zirkel, Nordwestamerika, Sitzgsber. sächs. Ges. d. Wissensch. 1877. 159.
Bergt, Sierra Nevada de Sta. Marta, Columbien, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 366.
Stelzner, Sierra de Cordoba, Argentinien, Beitr. z. Geologie d. arg. Republ. Cassel und Berlin 1885. 7. 24.
Gümbel, Devil's Hill, westl. von Accra, Goldküste, Sitzgsber. Münchener Akad. 1882. 193.
Küch, Congo-Gebiet (Yelala-Fälle), Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 119.
Wulf, Herero-Land, Südwestafrika, Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 210.
Mügge, Massai-Land, äquator. Ostafrika, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 582.
Rosiwal, Ostafrika, Denkschr. Wiener Akad. LVIII. 1891. 473.
Götz, Hsch. (Dioritschiefer) um Marabastad in Transvaal, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 134.

Aktinolithschiefer, Strahlsteinschiefer.

Sie entsprechen in den meisten Beziehungen den Hornblendeschiefern, spielen auch eine ganz ähnliche Rolle als Linsen und kleine Lager im Gneiss, Glimmerschiefer, Phyllit, besitzen aber eine viel minder weite Verbreitung. Sie sind meist recht reich an Strahlstein, in den Präparaten farblos und nicht pleochroitisch, sehr lebhaft farbig polarisirend. Nicht zu billigen ist es, wenn wirkliche schwarze Hornblendeschiefer deshalb als Strahlsteinschiefer bezeichnet wurden, weil erstere im Schliff u. d. M. lichtgrün durchsichtig gewordene Hornblende aufwiesen, der Hauptgemengtheil also in bedeutender Verdünnung so erschien, wie der Strahlstein in dickeren Individuen; der wirkliche Strahlstein ist immer höchstens äusserst arm an Thonerde (Dathe betont mit Recht, dass auch häufig monokline Hornblende, sofern sie u. d. M. nur recht schilfähnlich und nicht oder blos schwach pleochroitisch war, einseitig als Strahlstein bezeichnet worden ist, ohne Rücksicht auf ihren Thonerdegehalt; da man letzteren oft nicht constatiren kann, so sollte man in solchen Fällen nur von strahlstein ä h n l i c h e r Hornblende reden; Mangel oder Schwäche des Pleochroismus ist auch noch kein Beweis für Thonerdearmuth). An dem Aktinolith der Loire inférieure fand Cross eine auch später mehrfach wahrgenommene feine Streifung oder Ablösung parallel dem positiven Orthodoma $\bar{P}\infty$ $\{\bar{1}01\}$. Als accessorische Gemengtheile treten in gewöhnlich nur untergeordneten Quantitäten auf: Quarz, Feldspath, Epidot, Granat, Glimmer, Fuchsit, Chlorit, heller monokliner Pyroxen (anscheinend nur recht selten), bräunliche rhombische Hornblende (wohl zum Anthophyllit gehörig, von Cross als 1—2 mm lange Individuen in einem Aktinolithschiefer der Loire inférieure beobachtet), Zoisit, Olivin (zufolge Becke als einzelne Körnchen bei Felling im niederösterr. Waldviertel), Rutil, Titanit, Magnetit (Cathrein beschreibt chromhaltiges Titanmagneteisen, dessen Oktaëder regelmässig mit Rutil verwachsen und von Titanit umgeben sind), Titaneisen, Chromit, Eisenglanz, Zirkon, Eisenkies, secundäre Carbonate, Talk und Asbest, welche aus dem Strahlstein secundär

hervorgingen. — Manche Gesteine stehen in der Mitte zwischen Hornblendeschiefer und Strahlsteinschiefer. Vielfach sind echte Strahlsteinschiefer mit echten Hornblendeschiefern örtlich verbunden.

I. Strsch. aus dem oberen Steingrund im Langenbielauer Forst; sp. G. 3,052; Dathe (100,20).
II. Ostseite des Böhmsbergs (Blatt Langenbielau); sp. G. 2,9765; Dathe (99,83).
III. St. François, Canada, graulichgrün. Sterry Hunt (99,96).

	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	H_2O
I.	54,95	2,88	1,53	0,76	6,29	11,53	21,02	0,25	0,99
II.	52,79	8,48	0,34	1,13	—	9,28	17,69	2,16	1,40
III.	52,30	1,30	—	—	6,75	15,00	21,50	—	3,11

I enthält noch 0,16 K_2O, Spur TiO_2, P_2O_5, SO_3; II: 0,37 TiO_2; III Spur NiO. — I und II entsprechen mit ihrem charakteristisch geringen Gehalt an Al_2O_3, ihrem hohen an Ca und Mg, dem Mangel an Alkalien sehr gut einem echten reinen Strahlstein. — Versucht man, in den Strahlsteinschiefern Producte einer Umwandlung zu erblicken, so wird man angesichts der chemischen Zusammensetzung schwerlich ein sedimentäres Substrat in Anspruch nehmen können; mit grösserem Recht würde man in Olivinfels einen Archetyp erblicken dürfen (es mag auch hier daran erinnert werden, dass den Strahlsteinschiefern mehr oder weniger ähnliche Gesteine als Metamorphosen von Diabastuffen im Granitcontact erkannt worden sind; vgl. II. 117). — Einige Vorkommnisse sind:

Kaffberg bei Goldenhöhe, Strahlsteinlager im Phyllit (Sauer, Sect. Wiesenthal, 1884. 44). Zwischen Stolzenhan und Hüttmannsgrün unweit Oberwiesenthal. — Hildebrandsgrün und Redwitz im Fichtelgebirge, am letzteren Orte im Phyllit (Gümbel, Fichtelgebirge 1879. 43); desgleichen mehrorts im ostbayerischen Waldgebirge, bei Erbendorf, Wiesau, Waldkirchen, z. Th. mit Chloritschiefern und Talkschiefern verbunden. — Zwischen Falkenberg und Volpersdorf in Niederschlesien, im flaserigen Gneiss (Dathe, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 221). Sehr ausgezeichnet sind die eingehend ebenfalls von Dathe geschilderten Strahlsteinschiefer des Eulengebirges, wenig mächtige und kurze linsenförmige Theillager im Serpentin oder Amphibolit, intensiv grasgrün bis smaragdgrün, zusammengesetzt fast nur aus Strahlstein (Analysen I u. II); die Prismen zeigen parallel der Hauptspaltung opake oder braun durchscheinende Nädelchen und Körnchen, auch Oktaëderchen, wahrscheinlich identisch mit den nachweisbaren grösseren Chromiten; nur minder typische Abarten führen sonst noch hellen monoklinen Pyroxen, Zoisit, Olivin, Rutil (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1891. 193). — Zwischen Grün und Theising in Böhmen, verknüpft mit Amphiboliten des Gneisses (v. Hochstetter, Jahrb. geol. R.-Anst. VII. 1856. 320). — Bei Felling, Rossbach u. a. O. im niederösterr. Waldviertel, verbunden mit Amphiboliten, überlagert von Serpentin (Becke, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 340). — Am Kalvarienberg bei Heiligenblut in Kärnten, eingelagert in Serpentin (Stur, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 832). Am Greiner in Tirol (Reuss, N. Jahrb. f. Min. 1840. 137. 142). Zwischen Brixen und Klausen, eine Hülle um Amphibolit bildend (Teller u. v. John, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXII. 1882. 589). Bei Alpbach und Wildschönau in Tirol (Cathrein, Z. f. Kryst. VIII. 1884. 322). — In den schweizer und norditalienischen Alpen vielorts, z. B. Oberhalbstein, Gegend von Chiavenna, Maleneothal, Aosta-Thäler u. s. w. Über salitführenden Strahlsteinschiefer von Turchino und

Cremolino (zwischen Genua und Asti) vgl. Tognini im Giorn. di miner. etc. I. 1890. 46.

Ollenit wurde von Cossa ein epidotführender Strahlsteinschiefer genannt, welcher am Colle dell' Olleu zwischen Alagna und Gressoney an den Abhängen des Monte Rosa eine mächtige Bank bildet. Makroskopisch ist wohl neben dem aktinolithartigen Amphibol auch Epidot und Titanit zu erkennen, bisweilen wird das Gemenge aber ganz dicht. Der an Rutileinschlüssen reiche Strahlstein waltet vor, ausserdem Epidot und Titanit, accessorisch Granat, Pyrit und Apatit; spec. Gew. = 3,16. Die Analyse ergab in einem Falle: SiO_2 45,90; Al_2O_3 16,14; FeO 10,21; CaO 13,67; MgO 8,45; H_2O 1,74; P_2O_5 0,43; TiO_2 2,39 (Cossa, Ricerche chimiche e microscopiche su roccie e minerali d'Italia 1881. 287).

Fluss Martirano am w. Abhang des Reventino, Provinz Catanzaro in Calabrien (Bucca, Boll. com. geol. d'Italia XV. 1884. 242). — Unterhalb San Piero, am Wege nach der Marina di Campo auf Elba (Dalmer, Z. f. d. allgem. Naturwiss. LVII. 1884. 278). — Dép. Loire inférieure, Frankreich, stellenweise Anthophyllit führend; bei St. Colomban mit Granat und spärlichem Quarz (C. W. Cross, Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 386). — Im Huron des südl. Andalusiens zwischen den Sierren Tejeda und Nevada Strahlsteinschiefer, reich an Zirkon, Rutil, Titanit, Turmalin, Plagioklas (Barrois, Comptes rendus CIII. 1886. 221). Vielleicht gehört auch hierher der von Beeke (Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 263) beschriebene »Hornblendephyllit« südl. von Vavdhos und von Vasiliká auf der Halbinsel Chalkidike, eine lichtgrünlichgraue kryptomere thonschieferähnliche Masse, welche u. d. M. breitere Individuen von aktinolithähnlicher Hornblende zeigt, eingebettet in einem dichten Gewirre kleinerer Säulchen derselben Art; an einzelnen Stellen tritt auch Quarz und Orthoklas in Körnern auf und wo diese fehlen, scheinen die Hornblendenadeln in einer vorwiegend einfach brechenden Substanz zu liegen.

Tschirakina-Mündung auf Nowaja-Semlja, lichtgrünlichgrau, der Hauptsache nach ein eisblumenähnliches Aggregat von Aktinolithnädelchen, mit unregelmässig begrenzten, makroskopisch schwarzgrünen Augitkörnchen, welche bisweilen u. d. M. mit etwas bräunlichgrüner Hornblende verwachsen sind (Wichmann, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 530). — Aktinolithschiefer ist im ö. Theile des Koktschetawsk'schen Kreises in Westsibirien sehr weit verbreitet (Ansimirow, N. Jahrb. f. Min. 1889. I. Ref. 436). — Mt. Maré, im n. Transvaal, das Hangende und Liegende von Serpentin bildend (J. Götz, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 130). — Devil's Hill, w. von Accra, afrikanische Goldküste (Gümbel, Sitzgsber. Münchener Akad. 1882. 193). — Shutesbury in Massachusetts. — Viti Levu (Vaikoroiluba-Fluss, Oberlauf des Waini-mala, Naoua u. a. O.), dicht dunkelgrün, feldspath- und epidothaltig (Wichmann, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 49).

Als Grammatitfels bezeichnet Sandberger eine kleine Einlagerung im fichtelgebirgisch-böhmischen Phyllit zwischen Klein-Wendern und Sichersreuth, welche fast ganz aus lichtgrauen irregulär verfilzten, bisweilen aber auch strahlig gruppirten feinsten Grammatitnadeln besteht; accessorisch und spärlich Braunspath, kleine schwarze fettglänzende Pünktchen von Graphitoid, Mikrolithen von Apatit (N. Jahrb. f. Miner. 1888. I. 204).

Glaukophanschiefer.

Diejenigen Schiefer, welche vorwiegend aus Glaukophan, dem an Na und Al reichen monoklinen Amphibol bestehen, mögen hier Glaukophanschiefer heissen; sie reihen sich naturgemäss an die eigentlichen Hornblendeschiefer und die Strahlsteinschiefer an. Bezüglich des Gehalts an anderen Mineralien, der

allgemeinen Structurverhältnisse und geologischen Erscheinungsweise sind sie ebenfalls den Hornblendeschiefern sehr ähnlich. Bisweilen spielt namentlich Epidot und Muscovit in ihnen eine grössere Rolle. Es mag hier nochmals (vgl. I. 310) darauf hingewiesen werden, dass manches Glaukophan heisst, was eigentlich nicht diesen Namen verdient.

Auf der Insel *Syra* des griechischen Archipels findet sich im glaukophanführenden Glimmerschiefer, verbunden mit Glaukophan-Eklogit, Glaukophan-Epidotgestein u. a. Felsarten ein hierher gehöriger Glaukophanschiefer, welcher von Virlet für Disthenfels (Disthène en roche) gehalten wurde, sich aber dann als das erste Beispiel einer gesteinsbildenden Ansammlung von Glaukophan ergab. Ein typischer besteht aus einem beinahe seidenglänzenden Aggregat paralleler, äusserst feiner Glaukophannädelchen, zwischen deren gewundenen Lagen sehr feine Lagen von grünem Glimmer liegen; sehr selten accessorisch brauner Glimmer, vielleicht auch Hornblende und Zoisit. In anderen Schiefern spielt der Muscovit neben Glaukophan eine grössere Rolle und dann stellt sich auch wohl Epidot in bis 3 mm dicken Leisten ein (Luedecke, Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 277). Doch kommen auch hier seidenglänzende Schiefer vor, die fast nur aus zarten Glaukophannädelchen bestehen, in denen Quarz und Muscovit zurücktreten und die sehr reich an Titanitkörnchen sind (v. Foullon u. Goldschmidt, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 1).

Glaukophanschiefer (und Glaukophan-Epidotschiefer) fand Ehrenburg auch auf der Insel Milos, in der Gegend von Stolos (Die Inselgruppe von Milos, Leipzig 1889. 103). Etwas abweichend scheint der durch Italo Chelussi von Kousmadai im Westen der Insel Samos beschriebene sog. Glaukophanschiefer zu sein, ein grünlichblaues dichtes Gestein, wenig geschiefert, mit grossen weissen Feldspathflecken. U. d. M. erkennt man Plagioklas, Quarz, Glaukophan und Arfvedsonit in gegenseitiger Verwachsung, auch etwas Chlorit (Giorn. min., crist. etc. IV. 1893. 33).

Eine Ähnlichkeit mit den Vorkommnissen auf Syra haben diejenigen von der Insel *Groix* in der Bretagne (Morbihan), 14 km von der Küste, gegenüber dem Hafen L'Orient gelegen. Von den hier auftretenden, in den Chloritoidschiefern als bisweilen 50 m dicke Lagen eingebetteten Glaukophangesteinen gehört hierher der röthliche oder violette »Amphibolite grénatifère à glaucophane« Barrois'; darin bildet Glaukophan die Hauptmasse, neben welchem sich kleine Granaten finden, spärlich Epidot und Glimmer; im Glaukophan Einschlüsse von Rutil, Titaneisen, Epidot; von anderweitigen Gemengtheilen werden noch hier und in den benachbarten Glaukophan-Epidotschiefern Titanit, Fuchsit, Chlorit, Magnetit, Pyrit angegeben. Indem bei sonst sehr feinkörniger Ausbildung doch der Granat seine Grösse behält, werden die Gesteine granatführenden Phylliten ähnlich. Der dortige »Amphibolite à glaucophane« von Barrois (durch welche Bezeichnung die Zusammensetzung gar nicht hervortritt) ist ein Epidot-Glaukophanschiefer, ein grünliches oder gelbliches Gestein, zusammengesetzt wesentlich aus abwechselnden Lagen von Glaukophan und oft 2—3 cm dicken Lagen von Epidot mit untergeordneten Lagen von Quarz und hellem Glimmer; Turmalin ist in manchen Varietäten recht reichlich. Bonney sagt bezüglich der Lagerungsverhältnisse ganz abweichend von Barrois, aber wohl nicht richtig: »The evidence appears to me as in favour of the amphibolite being intrusive in the schiste à chloritoide« (Barrois, Bull. soc. minéral. VI. 1883. 289 und Comptes rendus

XCVII. 1883. 1446; v. Lasaulx, Sitzgsber. niederrh. Ges. zu Bonn 1883. 263; Comte de Limur, Bull. soc. minéral. VII. 1884. 293; Bonney, Mineral. Magazine 1887. 151).

Hierher würden auch gehören Geschiebe des Flusses Stura zwischen Germagnano und Lanzo, Piemont, in denen Glaukophan über die Hälfte der ganzen Gesteinsmasse ausmacht, ausserdem Granat, Quarz und Rutil erscheinen, etwas Augit nur accessorisch (G. H. Williams, N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 202). — La Barchetta zwischen Corte und Bastia, Corsica, plattig spaltbar mit bläulichem Seidenglanz und feinkörnigem Querbruch, bestehend aus dünnen Lagen von Glaukophan, zwischen denen weissliche Körner hervortreten (zusammengesetzt aus Quarz, Plagioklas und Calcit), umzogen von schnurförmig angeordneten gelblichen Epidotlagen (Oebbeke, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 647). — Glaukophanschiefer aus dem südl. Andalusien werden von Barrois und Offret erwähnt (Comptes rendus CIII. 1886. 174).

Zufolge Kotō sind Glaukophanschiefer unter den krystallinischen Schiefern der japanischen Insel Shikoku sehr verbreitet, wo sie früher als Cyanitschiefer galten; die Gesteine sind bläulichgrau bis purpurblau und bestehen vorwiegend aus oft zonar gebautem Glaukophan (SiO_2 56,71, nur 4,83 Na_2O; Auslöschungsschiefe auf ∞P∞ mit dem hohen Werth 11°—12°); daneben erscheint olivengrüner Epidot, gelblichgrüner Granat, Quarz, etwas Feldspath, Rutil, Eisenglanz und namentlich noch Manganepidot (Journ. of science, Imper. univers. Tokyo, 1886. I. 1). Glaukophanschiefer mit Smaragdit, Epidot, Granat u. s. w. beschrieb Retgers aus dem südl. Borneo (Umgegend von Pengaron, Bandjermassin und nördlicher; N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 39). — In der Nähe der Balade-Mine, Neu-Caledonien, ein Gestein aus vorherrschendem Glaukophan ($\frac{1}{2}$—$\frac{3}{4}$ Zoll lang), wozu noch Granat, Glimmer und Quarz treten (Liversidge, Royal soc. of New-South-Wales, 1. Septbr. 1880).

In anderen Gesteinen spielt, wie es scheint, der Epidot neben dem Glaukophan eine so hervorragende Rolle, dass sie als **Epidot-Glaukophanschiefer** aufgeführt werden mögen; sie hängen ihrerseits mit den Glaukophan-Epidotgesteinen zusammen. Hierher gehören:

Erratischer Block aus dem Gebiet des ehemaligen Rhonegletschers, gefunden oberhalb Sonvilier im Val St. Imier (St. Imerthal, nicht St. Immenthal) im Berner Jura; feinkörnig und düster blaugrau, etwas gesprenkelt durch 1—2 mm kleine lichtere gelbgrüne Körner oder Körner-Aggregate; besteht vorwiegend aus bis 0,6 mm langen Glaukophanprismen, ausserdem aus ziemlich grossen Epidotkörnern und Titanit; ganz untergeordnet Magnetit und Quarz; secundär ein grünes viriditähnliches und ein farbloses glimmerähnliches Mineral (Stelzner, N. Jahrb. f. Miner. 1883. I. 208, »Glaukophan-Epidotgestein«). — Ähnliche, nur etwas Orthoklas und Granat haltige Gesteine scheinen es zu sein, welche Michel Lévy als erratische Blöcke bei Pregny im Canton Genf und zwischen Veirier und Estrembières am Fuss des Salève beschrieb (in A. Favre, Descript. géol. du Canton de Genève 1879. I. 264). Wie solche Mengungen den Namen Glaukophanglimmerschiefer verdienen, wofür sich Oebbeke Z. geol. Ges. 1886. 651 ausspricht, ist unverständlich. — Der Gipfel des Monte Viso besteht zufolge Rutley aus »Glaucophane-epidote-schist«, d. h. aus Epidot-Glaukophanschiefer; der Epidot bildet meist nur kleine unregelmässige oder rundliche Körnchen, ausserdem ist blasser Granat, alterirter Titanit und ganz spärlich Diallag vorhanden (Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 60). Sog. Glaukophaneklogit aus dem Chialambertothal in Piemont besteht vorwiegend aus Glaukophan, Epidot, Granat, Rutil, grünem Amphibol und Pyroxen, Quarz (J. Chelussi, Giorn. di mineral. etc. II. 1891. 205).

Aus dem Gebiet der Fruška Gora in Kroatien (Kozarski Čot u. a. O.) lehrte Kišpatić sehr varietätenreiche und ausgezeichnete Epidot-Glaukophanite kennen.

Die dunkeln oft mehr oder weniger schieferigen und bläulich schimmernden Gesteine führen stets als wesentliche Gemengtheile echten Glaukophan und Epidot, ferner Rutil (auch als Einschluss im Glaukophan), die meisten noch Quarz, seltener Granat (bisweilen reichlich); spärliche accessorische Mineralien sind Glimmer, Augit, Hornblende, Plagioklas, Turmalin, Apatit; einmal wurde Glaukophan aus Augit entstanden beobachtet, wobei die aufgelösten Körner des letzteren von Glaukophan und Chlorit umrandet werden und diese Mineralien gleichfalls in den Spalten des Augits angesiedelt erscheinen. Auch erfolgt eine Abwechselung von glaukophan- und epidotreicheren Lagen. Sehr bemerkenswerth ist ein dunkelschwarzes Vorkommniss, welches in den Dünnschliffen einen farblosen Untergrund von Quarz zeigt, in welchem bis 2,1 mm lange und bis 0,3 mm breite Glaukophane liegen, mit der correcten Auslöschungsschiefe von 4°—6°; u. d. M. enthält der Quarz noch winzige farblose Granaten und Rutile (Jahrb. geol. R.-Anstalt XXXVII. 1887. 35). — Von dem hierher gehörigen Gestein der Insel Groix war schon S. 353 die Rede. In der Gegend von Lanjaron, Rambla d'Orgiva, Talara im südl. Andalusien Schiefer mit Glaukophan, Epidot, Rutil, Titanit, Magnetit, Muscovit, Quarz, Chlorit; der Glaukophan ist nicht ganz normal, sondern durch Hornblende verunreinigt (Barrois, Comptes rendus CIII. 1886. 221).

Epidot-Glaukophanschiefer vom Ocha auf Süd-Euboea, mehr oder weniger schieferig, mit einem Gehalt an sehr feinen und breiteren Individuen von blauem Glaukophan, lichtgelbgrünen Epidotkörnern, Chlorit, welcher beide Mineralien einhüllt und möglicherweise aus dem Glaukophan entstanden ist, rundlichen unregelmässigen Körnern von Orthoklas (mit zarten Glaukophannadeln durchspickt) in sehr wechselnder Menge, Eisenglanz (Becke, Min. u. petr. Mitth. 1880. II. 72). — Epidot-Glaukophangestein von der Stelle des alten Smyrna, vorherrschend bläulich, mit zuweilen 4 mm dicken gelblichen Streifen, zusammengesetzt vorherrschend aus Glaukophanen und Epidot; zwischen diesen Quarz, Plagioklas und ein chloritisches Mineral (Oebbeke, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 651).

Gesteine mit vorwaltendem Pyroxen.

Gesteine aus vorwaltenden Mineralien der Pyroxengruppe spielen hin und wieder in dem Complex der krystallinischen Schiefer eine Rolle, wenn sie auch kaum je eine grössere Massenentfaltung gewinnen. Auf ihrem Gebiete kann man die Felsarten mit rhombischem (Enstatitgesteine) und die mit monoklinem Pyroxen (Augitgesteine) auseinanderhalten.

Enstatitgesteine.

Im ostbayerischen Grenzgebirge ist nach Gümbel am Hohen Bogen (Lamberg unweit Neukirchen, Aiglshof unweit Furth u. a. O.) mit sog. gabbroartigen Gesteinen Enstatitfels verknüpft, welcher stellenweise Magnetit und Picotit enthält. — Mit dem Serpentin am Ostabfall des Eulengebirges (Kornetkuppe, Sengellehne, Krähenberg) ist zufolge Dathe Enstatitfels verbunden (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1885. LXIX). — Enstatitgestein mit kleinen Körnern von Olivin lagert bei Castle Rock in Delaware Co.

und unweit Wood's Chrome Mine, Lancaster Co. in Pennsylvanien (Genth, Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 320). — Nach N. Story Maskelyne finden sich beim Korn Kopje und 12 Miles s. von Holfontein in den Witfontein-Bergen südl. von Lydenburg in Transvaal Gesteinskuppen, welche aus reinem Enstatit bestehen; die Analyse ergab: 53 SiO_2, 2,6 Al_2O_3, 9,3 FeO, 2 MnO, 25,5 MgO, 6,6 CaO; wegen des hohen Kalkgehalts soll Diopsid beigemengt sein, wahrscheinlicher ist wohl die Gegenwart eines thonerdehaltigen Pyroxens, etwa Diallag (Phil. Mag. (5) VII. 1879. 135).

Bemerkenswerthe Umwandlungen eines Enstatitfels wurden von Sauer und Beck an Blöcken aus dem Gneiss bei Klingenberg (Sect. Tharandt 1891. 15) beschrieben. In Dünnschliffen zeigen sich die Enstatite von winzigsten Rutilen wie von dichtem graulichem Staub erfüllt. In einem Anfangsstadium der Umwandlung ist der Enstatit aus äusserst feinen, nicht mehr genau parallelen und nicht mehr gemeinsam auslöschenden Längsfasern zusammengesetzt, auch von zahlreichen Querrissen durchzogen, längs deren seine Masse viel lichter erscheint, indem hier anstatt der graulichen Bestäubung grössere Körner von Rutil und opakem Erz liegen. Diese lichteren Bänder entlang den Spalten ergeben sich aber bei gekreuzten Nicols als Trümmerzonen eines monoklinen Pyroxens, von denen der Enstatit auch äusserlich umgeben wird. Man gewinne den Eindruck, dass in Folge einer Druckwirkung der rhombische in monoklinen Pyroxen übergeführt sei. Zuweilen sind vom Enstatit nur verzerrte undeutliche Krystallumrisse übrig geblieben, erfüllt mit solchen Augitkörnern sowie mit ebenfalls secundären lichtgrünen Hornblenden; letztere sind namentlich in ganz schieferig gewordenen Gesteinen reichlich.

Auf dem Slunka-Berg im Bezirkskreis Salten im norwegischen Amt Nordland traf Pettersen zahlreiche Bruchstücke eines fast reinen Enstatitgesteins, aus graugrünen, oft grossblätterigen Individuen bestehend, welche mit weissem körnigem (ganz kalkfreiem) Magnesit durchmengt sind; schwarzes, etwas chromhaltiges Erz ist in kleinen Körnchen zugegen; spec. Gew. = 3,22. Die Abstammung der Fragmente war unbekannt, und Pettersen schloss sogar den Gedanken an einen kosmischen Ursprung derselben nicht völlig aus (N. Jahrb. f. Min. 1876. 515). Später fand er das nun mit dem Namen Sagvandit bezeichnete Gestein auch anstehend zwischen den Seen Sagvand und Tagvand im Süden des Balsfjord in der Umgegend von Tromsöe unterhalb des Glimmerschiefers (ebendas. 1883. II. 247); es ist auch hier ein Aggregat von lichtgelblichgrünem Enstatit mit weissem oder schmutzig grauem Magnesit, reichlich durchsprenkelt mit kleinen Körnern von Chromit, und noch spärlichem Pyrit. Eine weitere Untersuchung lieferte Rosenbusch ebendas. 1884. I. 195. Darnach bildet das Silicat theils derbe späthige Massen, theils äusserst dünne büschelige Krystallnädelchen; chemisch und optisch ist es ein Bronzit (mit 55,46 SiO_2, 2,03 Al_2O_3, 8,42 FeO, 34,48 MgO); das Carbonat (9 $MgCO_3$ + $FeCO_3$) stellt den Kitt der übrigen Gemengtheile dar oder rundliche, im Silicat eingeschlossene Körner; ausserdem noch ein farbloser Glimmer; eine Beimengung von Olivin oder Serpentin wird nicht erwähnt. Das Gestein, von massigem Auftreten und

nicht geschiefert, erlangt durch Auflösung des Magnesits eine knotige Oberfläche.

In der Umgegend von Křemže im südl. Böhmerwald lagern nach Schrauf zwischen Granatfels und Serpentin locker körnige Aggregate, welche aus vorwaltendem Enstatit (ca. 1 mm gross, lichtgraubraun oder gelblich), aus grünlichem Chromdiopsid, nebst zurücktretendem blätterig-faserigem Bronzit in etwas grösseren Individuen bestehen; ausserdem auch dichte Gesteine mit fast splitterigem Bruch, innige Gemenge von nahe gleichen Theilen Enstatits und Omphacits (Z. f. Kryst. VI. 1882. 326). — Ein feinkörniges Diallag-Hypersthengestein beschreibt Hatch (Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 345) aus dem nördl. Madagaskar.

Ob die sämmtlichen im Vorstehenden genannten Enstatitgesteine im geologischen Sinne zu den krystallinischen Schiefern gehören, mag dahingestellt bleiben; es sei daran erinnert, dass grösstentheils aus Enstatit bestehende Massen auch als Spaltungsproducte eruptiver Norite auftreten können.

Augitgesteine.

Ein weissfarbiges körniges, meist dichtes (auch wohl etwas faserig asbestähnliches) Aggregat von Malakolith (Salit) mit splitterigem bis erdigem Bruch bildet untergeordnete Massen, bis zu 8 Fuss mächtige Bänke in dem das Hangende von körnigem Kalk ausmachenden Glimmerschiefer bei Ober-Rochlitz am Fuss des Riesengebirges. Schwefelmetalle sind fein eingesprengt. v. Payr's Analyse ergab: 55,03 SiO_2, 20,72 CaO, 15,71 MgO, 4,84 FeO, 3,16 MnO (99,46). U. d. M. fand Kalkowsky etwas Quarz und die Malakolithe (Salite) überreich an Flüssigkeitseinschlüssen und Hohlräumen; vgl. Herter und Porth, Jahrb. geol. R.-Anst. 1859. 10; Reuss, Sitzgsber. Wiener Akad. XXV. 1857. 557; Kalkowsky, Min. Mitth. 1875. 49. — Bei Tunaberg in Schweden findet sich, mit dem im Gneiss eingelagerten körnigen Kalk verbunden, ein Malakolithlager, welches etwas Calcit, Orthit, Titanit enthält; auf Drusen erscheinen Amphodelit, Polyargit, Quarz (A. Erdmann, Vers. einer geogn.-mineralog. Beschr. von Tunaberg 1851. 30; Rammelsberg, Z. geol. Ges. II. 1850. 134). — Die dichten und sehr harten hellbläulichgrauen sog. Pyroxenschiefer von Turchino und Cremolino zwischen Genua und Adi bestehen vorwiegend aus z. Th. chloritisirtem Salit, stellenweise mit regelmässiger Umgrenzung; sodann aus Quarz, stark zersetztem Orthoklas, Magnetit und dem sonst in diesen Schiefern vermissten Cyanit (Tognini, Giorn. miner., crist. etc. I. 1890. 58). — Bei Williamsburg und Chester in Massachusetts ist ein körniger, grüner und gelber Augitfels dem Glimmerschiefer eingelagert (Hitchcock, Rep. on the geol. etc. of Mass. Amherst 1838. 315).

Ein Gestein, welches fast ausschliesslich aus grossen unregelmässigen Körnern frischen und einschlussfreien Omphacits besteht, beschreibt Frech (Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1882. 145) von Benhavitz in der Sierra Guadarrama; der Omphacit ist nach $\infty P \infty$ lamellar verzwillingt und mit Enstatitlamellen verwachsen; accessorisch einzelne Körner von Olivin und wahrscheinlich von Rutil. — In dem Glimmerschiefer von Syra lagert nach Luedecke ein Paragonit-Omphacitgestein (unrichtig Omphacit-Paragonitgestein genannt); es besteht vorwiegend aus einem schieferigen Aggregat von Omphacit, in welchem wie in einer Grundmasse namentlich perlmutterglänzende Blätter von Paragonit liegen; accessorisch Glaukophan, Granat, Epidot, Zoisit, Eisenglanz, Calcit (Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 275).

Am Rothbuck im badischen Schwarzwald werden unregelmässige schlierenähnliche Partieen im Gneiss aus einem dichten dunkelgrünen Gestein gebildet; dasselbe besteht vorwiegend aus hellgrünen Pyroxenkörnern, zwischen denen als Füllmasse

Anorthit erscheint; beide Mineralien führen Einschlüsse von Titanit und Zirkon, der Anorthit auch solche von Pyroxen; ausserdem noch Magnetit (A. Schmidt, Geol. d. Münsterthals 1886. 83). — Törnebohm beschreibt aus der Gegend von Persberg in Wermland ein im sog. Eurit vorkommendes Pyroxengestein, welches in hellgrüner körniger Pyroxenmasse ungleichmässig vertheilt Granat, Epidot, Magnetit enthält. — Ein in dem Hornblendegneiss an der Selenga in Ostsibirien eingelagertes richtungslos körniges Gestein besteht vorwiegend aus grünem Augit mit etwas Anorthit, Albit, Periklin, Titaneisen, Apatit, Titanit, Zoisit (Vélain, Bull. soc. géol. (3) XIV. 1886. 152).

Ein ganz wie gewöhnlicher Hornblendeschiefer aussehendes, wohl zu den Gneissen gehöriges Gestein aus der Umgebung von Pontivy im Dép. Morbihan, Bretagne, befand C. W. Cross fast lediglich aus Pyroxen bestehend mit nur ganz accessorisch untergeordnetem Feldspath und Quarz; der blassgrüne Pyroxen hat eine feine diallagähnliche orthopinakoidale Spaltung (Min. u. petr. Mitth. III. 389). — Weitere Untersuchungen über Pyroxengesteine des Morbihan, welche dort 0,1—2 m mächtige Lagen in Gneissen und Glimmerschiefern bilden, wurden von Barrois angestellt (Ann. soc. géol. du Nord XV. 1887. 69). Hauptgemengtheil in den sehr varietätenreichen Vorkommnissen sind nach $\infty P\infty$ und 0P verzwillingte Körner von hell- bis graugrünem Augit; in wechselnder Menge erscheinen Vesuvian, Granat, Wollastonit, Quarz, Epidot, Zoisit, Titanit, Apatit, Zirkon, Titaneisen, Rutil; nur selten Orthoklas und Mikroklin. Faseriger Strahlstein überwuchert den Augit oft bis zum Verschwinden desselben, so dass nephritartige Gesteinsmassen entstehen. Dass diese sog. Pyroxenite metamorphische Kalksteine seien, ist wohl kaum als erwiesen zu betrachten. — Bei Val Castrucci in der Gegend von Massa marittima wechsellagern Eocänschichten (Galestro) mindestens 15 mal mit Bänken eines strahligen grünen Eisenpyroxens, welche eine Mächtigkeit von 0,1 bis 0,5 m besitzen (Herter im N. Jahrb. f. Min. 1879. 840). — Dunkelgrüner kryptomerer »Augitschiefer« aus dem Hererolande von der Hochfläche nördl. am Tsoachaub besteht nach Wulf fast zu gleichen Theilen aus Quarz und Augit, neben denen noch Hornblende, Orthoklas, Plagioklas erscheinen, accessorisch reichlicher Titanit (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 233). — Einen Glaukophan-Augitschiefer (Augit bald mehr diallag-, bald mehr omphacitartig) beschreiben v. Foullon und Goldschmidt von Syra (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 15).

Zu den vorwiegend aus Pyroxen zusammengesetzten Gesteinen gehört auch der sog. **Erlanfels**; mit dem Namen Erlan bezeichnete Breithaupt eine bei dem Eisenhüttenwerk Erla unfern Crandorf bei Schwarzenberg i. S. anstehende und lange als Zuschlagsmaterial verwandte Masse, dicht, von felsitischem, saussuritähnlichem oder nephritähnlichem Habitus, lichtgrünlichgrau und zähe, von feinsplitterigem Bruch; als makroskopische Einmengungen wurden darin etwas Glimmer, Salit, Pistacit, Schieferspath, Flussspath und Zinkblende angegeben (Erläut. z. geogn. Karte von Sachs. Heft II. 238). Die eigentliche Erlansubstanz galt als eine besondere Mineralart (vgl. noch aus der älteren Literatur Fr. Schmidt im N. Jahrb. f. Min. 1858. 828; Fischer ebendas. 1862. 440 und 1864. 48). Frenzel erkannte den gemengten Zustand des Erlans, gab auch mit Recht Quarz und Feldspath, mit Unrecht Granat als Constituenten an (ebendas. 1873. 791). Nach Kalkowsky »macht der Salit neben Pistacit einen wesentlichen Gemengtheil des Erlans aus« (Min. Mitth. 1875. 50). Zufolge der Untersuchungen von Schalch besteht die eigentliche Erlanmasse aus meist bedeutend überwiegendem, fast farblosem Pyroxen in unregelmässigen Körnern oder Stengeln, aus gewöhnlich fast farblosem und wasserhellem Feldspath (Orthoklas und Plagioklas), ausserdem Vesuvian (oft geradezu reichlich, manchmal schon makroskopisch), Quarz in schwankender nicht grosser Menge, accessorisch Epidot (auch wohl makroskopisch), Rutil und Titanit (nie fehlend), flasernden Biotit- und Muscovitaggregaten

(namentlich an der hangenden und liegenden Grenze), bisweilen Zoisit (oder? Skapolith), hin und wieder Flussspath (von Rosenbusch mit Sodalith verwechselt); ganz selten Axinit im Quarz eingewachsen. Eine alte Analyse von C. Gmelin (Schweigg. Journ. XXXVII. 76) ergab: 53,16 SiO_2, 14,03 Al_2O_3, 7,14 Fe_2O_3, 0,64 Mn_2O_3, 14,40 CaO, 5,42 MgO, 2,61 Na_2O, 0,60 Glvrl.; spec. Gew. 3,0—3,1. Dieser sog. Erlan bildet einige, mehrere Lachter mächtige, dem Augengneiss wohl concordant eingeschaltete Lager zwischen Grünstädtel und Crandorf am Paulus Knochen und Hohen Rad (Sect. Schwarzenberg 1884. 8). Dieselbe Masse begleitet auch auf der Südseite des Teufelssteins bei Bernsbach die im hellen Glimmerschiefer eingeschalteten Granatlager (ebendas. 36). Ein anderes erlanähnliches Mineralgemenge (Pyroxen, Feldspath, Quarz) lagert im hellen Glimmerschiefer am Zechenhübel (Schalch, Sect. Johanngeorgenstadt 1885. 21). — Pyroxengesteine bilden im Erzgebirge auch mehrorts die Hauptmasse von erzführenden Lagern im Glimmerschiefer; z. B. das Lager von Unverhofft Glück an der Achte (Sect. Schwarzenberg), welches ein feinkörniger lichtgraulichgrüner erlanartiger Salitfels ist, bestehend aus Salit und Quarz mit accessorischem Granat, Flussspath, Apatit, Eisenglanz, während von Erzen silberhaltiger Bleiglanz, Blende, Kupferkies, Eisenkies, Arsenkies, Magnetit erscheinen. Das ähnliche erlanartige Salitlager von Zweigler's Fundgrube bei Wildenau führt auch vereinzelte Körner von Olivin. — (Der sog. Erlan des Fichtelgebirges, von Göringsreuth bei Wunsiedel, hat mit diesem sächsischen nichts zu thun, indem er u. d. M. ein Gemenge von unzähligen lichten Granatdodekaëdern (Hessonit) mit wenig Quarz ist; Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 101.)

An den sog. Erlan schliessen sich die »egeranführenden Augitschiefer« von Hohendorf und Bärendorf auf Sect. Elster an, dickplattige, schmutziggrüne oder schmutzigweisse Gesteine, welche schlanke, wenig mächtige Linsen im Gneiss darstellen und hauptsächlich aus Augit, Quarz und Granat zusammengesetzt sind, zu denen sich noch Egeran in stengeligen oder kleinkörnigen Aggregaten, Plagioklas, Apatit, Titanit, Pyrit gesellen (Beck, Sect. Elster 1885. 7). Der dem vorigen und auch dem Erlan verwandte sog. Egeranschiefer von Hasslau in Böhmen, welcher als eine isolirte Scholle auf dem Granit liegt und früher jedenfalls eine Einlagerung im Gneiss gebildet hat, führt ausser Augit, Egeran und Quarz namentlich noch Tremolit als Hauptgemengtheil (ebendas. 7; auch Reuss, Abhandl. geol. R.-Anst. I. 1852. 26; Jokély, Jahrb. geol. R.-Anst. VII. 1856. 519).

Am Westabhang des Tróodos auf Cypern steht polyëdrisch abgesonderter reiner Diallagfels in Verbindung mit Gabbrogesteinen und Serpentinen (ob hierher gehörig?) an, ein dichtes hellgraugrünes Gestein, bestehend blos aus bis 2 mm langen Diallagindividuen, theilweise umgewandelt in Talk, Serpentin, anscheinend auch in tremolitartige Hornblende (Bergeat, Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 289). Ein Zoisit-Diallaggestein erscheint in dem Gebirge n. von Portaria gegen Vavdhos auf der Halbinsel Chalkidike, ein gabbroähnliches granitisch-körniges Gemenge von dunklem, fast schwarzem Diallag (vielfach in grüne faserige Hornblende verwandelt), und sehr kleinen lebhaft glänzenden weissen Körnern von Zoisit; accessorisch noch ein talkartiges Mineral und sehr spärlich monokliner Feldspath (Becke, ebendas. I. 1878. 248).

Eklogit.

Den Namen gab Haüy 1822 in Tome II. S. 456 seines Traité de minéralogie auf Grund der Fremdartigkeit der hier zur Combination auserwählten Gemengtheile, welche verschieden sind von den in sog. Urgesteinen gewöhnlich vorkommenden: »j'ai donné à cette roche le nom d'éclogite (ἐκλογή) qui signifie choix, élection, parceque ses composants, n'étant pas de ceux qui existent communément plusieurs ensemble dans les roches primitives, comme le feldspath, le mica, l'amphibole, semblent s'être choisis pour faire bande à part«. Als wesentliche Gemengtheile werden hier »Diallag« und Granat angeführt.

Nach der augenblicklich üblichen Fassung des Begriffs ist der Eklogit ein völlig krystallines, rein körniges, meist richtungslos struirtes und kaum schieferiges, feldspathfreies Gestein, welches im einfachsten Falle Omphacit und Granat als wesentlichste Gemengtheile enthält; auf hellgrünem Grunde treten dann die rothen Granatkörner hervor; stellen sich Hornblende (z. Th. als Smaragdit und Karinthin), Quarz, Cyanit, Zoisit oder Glimmer als weitere verbreitete Gemengtheile ein, so entstehen dadurch nur besondere Varietäten von Eklogit. Als untergeordnete Gemengtheile erscheinen Rutil, Apatit, Titanit, Zirkon, Titaneisen, Magnetit, Eisenkies und Magnetkies, local nur Glaukophan, Bronzit, Olivin. Eine secundäre Rolle spielen Chlorit, Epidot und Magneteisen. Charakteristisch ist die ausserordentlich wechselnde Betheiligung aller genannten Mineralien (mit Ausnahme von Omphacit und Granat) an der Zusammensetzung. — Der Eklogit bildet Einlagerungen von gewöhnlich nur wenig ausgedehntem Umfang, vielfach blos ganz kleine Linsen, in Gneissen, Granuliten und Glimmerschiefern, innerhalb deren sie vielfach zunächst von Hornblendegesteinen umgeben werden; die Zähigkeit und schwere Verwitterbarkeit bewirken es, dass dieselben kuppen- und hügelartig über ihre Umgebung an der Oberfläche hervortreten.

Durch v. Hochstetter geschah es (Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 775) gelegentlich der Untersuchung von Gesteinen aus der Gegend von Marienbad und Tepl in Böhmen, dass, indem er das Hauptgewicht auf die Gegenwart des Granats legte, auch Combinationen, die in erster Linie aus Hornblende und dem letzteren Mineral bestanden, zum Eklogit gerechnet wurden, und hierauf fussend hat R. v. Drasche in seiner Abhandlung »Über die mineralogische Zusammensetzung der Eklogite« sämmtliche Eklogite in omphacit- und in hornblendeführende eingetheilt, welche beide Abtheilungen durch Übergänge verbunden seiën. Wenn auch diese Granat-Hornblendegesteine manchmal accessorischen Omphacit halten, so ist es doch wohl zweckmässiger, sie mit Riess als granatführende Amphibolite oder bei Anwesenheit von Omphacit als eklogitartige Amphibolite (nicht als eigentliche Eklogite) zu bezeichnen, weil sie nebenbei häufig den dem E. ganz fremden Plagioklas führen, und sich auch in solchen Gegenden finden, wo es gar nicht zur Ausbildung von echtem E. gekommen ist, ferner, weil die amphibolitischen Gesteine in der Regel eine stark ausgesprochene Schieferung besitzen, welche sich an dem eigentlichen E. so wenig wiederfindet, dass man das letztere

Gestein früher ohne weiteres den massigen zurechnete. Auch sind die E. erheblich härter als die granatführenden Amphibolite. Unter den Übergängen des E. spielen aber namentlich diejenigen in die letztgenannten Gesteine die Hauptrolle.

Bezüglich der Ausbildung der Gemengtheile müssen namentlich die Untersuchungen von E. R. Riess (und Lacroix) zum Anhaltspunkt dienen. Der augitische Omphacit bildet kurze und dünne Säulchen oder längliche irreguläre Körner von lauchgrüner oder grasgrüner Farbe, die im dünnen Schliff ziemlich farblos erscheinen und selbst bei etwas kräftigerer Färbung kaum merklich pleochroitisch sind; die chromatische Polarisation ist sehr stark; ausser der prismatischen Spaltbarkeit nach ca. 87° resp. 93° zeigt sich auch wohl eine orthopinakoidale Ablösung, welche das Mineral etwas diallagähnlich erscheinen lässt. Spuren einer Spaltbarkeit nach 0P sind jedenfalls nicht häufig. In seltenen Fällen ist eine Zwillingsbildung nach ∞P̄∞ ersichtlich. Der Thonerdegehalt geht in den Analysen gewöhnlich bis 9%, steigt in einem französischen auf 14,25%. Als Einschlüsse erscheinen in nicht grosser Menge mikroskopische Granaten, Quarzkörner, Rutilprismen, auch schwach grünliche Mikrolithen und Körnchen, welche aller Wahrscheinlichkeit nach dem Smaragdit angehören, von dem ja auch eine innige perthitähnliche Verwachsung mit Omphacit zu fast gleichen Theilen bekannt ist; ferner Flüssigkeitspartikel. An den Rändern bilden sich durch Umwandlung unbestimmte faserige Massen oder graue wolkenähnlich getrübte Bänder, schliesslich dunkelgrüne dichroitische Blättchen oder Fasern aus; auch ist eine wirkliche Umwandlung in uralitische Hornblende wahrgenommen worden. Im schlesischen E. von Frankenstein beobachtete Traube eine von den Rändern des Omphacits ausgehende Serpentinbildung, wobei die durch Absonderung und Spaltbarkeit bedingten Omphacitlamellen losgelöst werden, und verschiedenartig gruppirt im Serpentin liegen. Bei Karlstätten fand Tschermak Eklogitblöcke mit ausnahmsweise zollgrossen Omphacitkörnern. — Der hell- oder dunkelrothbraune Granat (ein Kalkeisenoxydul-Thongranat mit oder ohne Eisenoxyd, auch ein Eisenoxydul-Eisenoxydthongranat) ist meist wenigstens mit einigen Flächen versehen, ab und zu auch ziemlich regelmässig rundum krystallisirt (vorwiegend ∞O, selten mit 2O2); die Dimensionen, durchschnittlich 3—1 mm, sind in demselben Handstück gewöhnlich ziemlich übereinstimmend. Die von unregelmässigen Sprüngen durchzogenen Durchschnitte fallen gewöhnlich hell rosa aus, bisweilen sind kleinere automorphe Individuen regelmässig zusammengruppirt. Auf Rissen im Granat ist wohl Quarz oder Omphacit abgelagert. Die fast immer vorhandenen Einschlüsse sind namentlich im Kern gehäuft; es sind Quarze in Körnern und Kryställchen, rundliche und automorphe kleine Individuen von Granat selbst (welche bei gekreuzten Nicols mit dem umgebenden Granat in jeder Lage dunkel werden), Rutil in zierlichen Kryställchen, bei zartester Ausbildung als ein bläulicher Staub erscheinend, blassgrüne oder fast farblose Mikrolithen von Augit oder Hornblende, farblose, filzige Prismen von Disthen, Apatit, Erze, selten Flüssigkeitspartikel. In dem im Freiberger Biotitgneiss lagernden E. von Randeck besteht der Granat aus dünnschaligen Krystall-

hüllen, welche einen verhältnissmässig grossen Omphacitkern einschliessen. Riess gewahrte im Inneren von Granaten eine continuirlich und regelmässig verlaufende Quarzzone (Fallser Höhe bei Markt Schorgast). Bisweilen ist in centrischer Structur primäre Hornblende radspeichenähnlich um Granat geordnet. In den eklogitartigen Gesteinen von Marienbad betrachtet Patton aus Hornblende und Plagioklas bestehende Rinden um Granat nicht als aus dem letzteren hervorgegangen, namentlich weil die innerlichen Granaten oft scharfe Dodekaëderform besitzen, und in demselben Gestein ähnliche Mäntel von Hornblende mit oder ohne Feldspath auch um die einzeln vorkommenden Zoisite, Quarze, Rutile beobachtet werden. Auch Becke hält die Hornblende-Plagioklasrinden um Granat (niederösterr. Waldviertel) nicht für Umwandlungsproducte, sondern eher für Erscheinungen der centrischen Structur. Bei der wirklichen Umwandlung des Granats stellt sich eine grüne Rinde eines chloritischen Minerals ein oder der Granat ist gänzlich in das letztere verändert; auch findet, viel seltener, eine randliche Umwandlung in Hornblende statt.

Schwarze Hornblende fehlt selten; in den meisten Eklogiten ist sie wenigstens accessorisch, in vielen neben Omphacit und Granat vorwiegend vorhanden. Der fast rabenschwarze Amphibol der Saualpe, Karinthin genannt, ist im Schliff sehr dunkelgrün sowie stark pleochroitisch, und nach einem übereinstimmenden Verhalten hat man gleichfalls Hornblenden in anderen Eklogiten als Karinthin bezeichnet; doch erscheint auch manchmal, z. B. zu Eppenreuth und Silberbach eine gewöhnliche, im Schnitt hellbraune und minder pleochroitische Hornblende. Wenn Barrois (Annales soc. géol. du Nord IX. 1883. 50) anführt, dass die blauschwarzen Hornblenden der typischen fichtelgebirgischen E.e nicht von dem Glaukophan zu unterscheiden seien, so ist dem schon Oebbecke (Z. geol. Ges. 1886. 653) mit Recht entgegengetreten: der Pleochroismus stimmt nicht mit dem des Glaukophans und die Auslöschungsschiefe auf $\infty \mathrm{P}\!\!\!\!\backslash \infty$ ist stets erheblich grösser. Als Einschlüsse in den Hornblenden wurden Rutil, Quarz, Granat und grünliche Mikrolithen beobachtet. Ausser diesen Amphibolen kommt noch grasgrüner Smaragdit vor, meist in Aggregaten und oft mit Omphacit regelmässig verwachsen, auch wohl auf dessen Klüften sitzend; er wandelt sich in chloritartige Substanz um. Vom Willmedobel im Schwarzwald erwähnt Lohmann fast farblosen Amphibol. In gewissen E.en bildet Glaukophan (Gastaldit) kleine Prismen. Von den drei Gemengtheilen Granat, Omphacit, Amphibol ist offenbar der Granat der am meisten und besten, der Omphacit der am mindesten automorph ausgebildete. — Quarzkörner, sehr selten Erbsengrösse erreichend, sind fast immer vorhanden, als xenomorphe Individuen Lücken zwischen anderen Gemengtheilen ausfüllend; in ihnen sind die fremden Einschlüsse (Omphacit, Hornblende, Rutil) meist besser als in den anderen Gemengtheilen krystallisirt; verbreitet sind darin Flüssigkeitseinschlüsse, an der Saualpe und bei Eppenreuth in der Form P oder P. ∞P, und oft neben der Libelle ein oder zwei würfelähnliche Kryställchen enthaltend. — Der Cyanit ist oft gar nicht spärlich vorhanden, auch wo er makroskopisch nicht wohl hervortritt; im Dünnschliff wird

er himmelblau bis farblos, auch farblos mit schwach blauen verwaschenen Flecken; quer zur Längsrichtung ziehen unregelmässige Sprünge einher, welche der bisweilen fast ebenso farblose Omphacit nicht zu zeigen pflegt. Bei den Zwillingsbildungen verläuft die Naht entweder der Längsausdehnung der Querdurchschnitte parallel, und dann sieht man an den Enden wohl einspringende Winkel, oder schräg gegen die Längserstreckung der Schnitte. Meist einschlussfrei enthält der Cyanit hin und wieder reichlich Quarzkörner; manchmal ist er mit braun- und graufaserigen Rändern versehen. — Den früher nur im E. von der Saualpe und zwar makroskopisch bekannten Zoisit fand Riess in manchen anderen Vorkommnissen auf; seine longitudinal geradlinig begrenzten, an den Enden ganz unregelmässig, wie abgebrochen, oder flach abgerundeten farblosen Schnitte zeigen kräftige und ganz durchgehende regelmässige Querspalten, welche recht charakteristisch sind; parallel denselben erfolgt die Auslöschung, während sie zu den viel schwächeren und minder anhaltenden Quersprüngen des Cyanits schief steht. Der Zoisit ist, abgesehen von Flüssigkeitspartikeln, meist einschlussfrei. Der sog. Saussurit im E. vom Bachergebirge wurde schon, bevor Cathrein die Natur anderer Saussuritvorkommnisse enträthselte, von Riess als ein Aggregat von Zoisit erkannt. In einem schlesischen E. von Frankenstein sind die stets nur im Granat eingewachsenen Zoisite derart mit ersterem durch Übergänge verbunden, dass Traube eine Umwandlung des Granats in Zoisit nicht für unmöglich hält; für die Zoisite z. B. der fichtelgebirgischen E.e und von der Saualpe ist aber letztere Annahme sicher ausgeschlossen. Über eine eigenthümliche Umwandlung des Zoisits, möglicherweise in ein unbekanntes Thonerdesilicat vgl. Patton in Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 129. — Epidot kann durchgängig nur als recht selten gelten. — Der auch makroskopische Glimmer ist fast immer silberweisser Muscovit; oft aber wird er von einem Kranz gelbbrauner Biotitblättchen umgeben, was dann gegen seine secundäre Natur zu sprechen scheint. Riess erwähnt, dass an den der Verwitterung ausgesetzten Gesteinswänden die Muscovitführung viel reichlicher ist, als in dem frischen Gestein. Nach Sandberger hat der sog. Kaliglimmer der E.e einen hohen Kalkgehalt. — Mikroskopischer Rutil als rothbraune Körner, als längere dünnere, hellgelb gefärbte Säulchen, auch knieförmige oder herzförmige Zwillinge, ist sehr reichlich verbreitet, manchmal zierlich krystallisirt; die kleinen Individuen häufen sich vielfach nahe zusammen »als seien Getreidesamen bunt umhergestreut«; bei allerkleinsten Dimensionen sieht die Versammlung dieser unzähligen Körnchen wie ein mattblauer Staub aus. Grössere Rutile werden wohl von einer Zone sog. Titanomorphits umgeben. Titanit ist selten (reichlich im E. von Waldheim). Von den Erzen ist nur zu erwähnen, dass Eisenkies manchmal nicht spärlich makroskopisch auftritt. — Was den Zirkon anbetrifft, so hatte schon Breithaupt das Mineral aus dem Zoisit und dem Karinthin von der Saualpe aufgeführt und Lipold zählte es den accessorischen Gemengtheilen des E. von der Kor- und Saualpe zu. Sandberger fand seiner Angabe nach Zirkon häufig in linsengrossen Körnern in den fichtelgebirgischen E.en von Silberbach, Lausenhof, Fattigau, Eppenreuth, nur

vereinzelt im E. von Stambach (Würzburger naturw. Zeitschr. VI. 128, vgl. N. Jahrb. f. Min. 1867. 476); später wurde dies noch einmal von ihm bestätigt: im E. von Eppenreuth liegen feuerrothe Hyacinthkörner und Krystalle (P. ∞P∞) von mikroskopischer bis zu Mohnsamen-Grösse; wurden sie isolirt und in eine Phosphorsalzperle gebracht, so veränderte sich diese nach längerer Einwirkung der Reductionsflamme nicht im mindesten, sondern blieb ganz farblos; nach dem Zusatz von Zinn verwies beim Erkalten die hoch purpurrothe Färbung der Perle auf einen kleinen Gehalt an Kupferoxyd in dem Zirkon (N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 258). Doch hat nach einer Mittheilung von Thürach (Verh. physikal.-med. Ges. zu Würzburg, N. F. XVIII. 1884. Nr. 10. S. 15) Sandberger später die Deutung dieser Kryställchen als Zirkon fallen gelassen und hält sie für Rutil. In der Bauschanalyse des E. von Markt Schorgast fand v. Gerichten Spuren von ZrO_2 auf. Es ist keineswegs ausgeschlossen, dass heller Zirkon in gewissen E.en vorkommt; die von Riess als Zirkon gedeuteten gelbbraunen Kryställchen gehören zweifellos dem Rutil an. Lacroix beobachtete winzige Zirkone, von pleochroitischem Hof umgeben, als Einschlüsse im Amphibol. — Olivin findet sich accessorisch bei Karlstätten in Niederösterreich und an der Fallser Höhe im Fichtelgebirge, im Almeklovdal in der norwegischen Landschaft Söndmöre. — Gümbel erwähnt (Fichtelgebirge 1879. 146) Bronzit vom Schaumberg bei Oberkotzau: das Mineral kommt auch bei Heiersdorf am Muldengehänge in Sachsen vor und wurde später noch von Törnebohm in einem schwedischen E. aus Gestrikland gefunden. Einen rhombischen Amphibol citirte Frech aus einem eklogitartigen Gestein der Sierra Nevada (Sitzgsber. niederrh. Ges. 1882. 149). Graphitschüppchen am Tännig bei Stambach (Gümbel).

In den typischen Eklogiten bildet selbst nur accessorischer Feldspath eine grosse Seltenheit. — Sehr bemerkenswerth ist die Beobachtung von Lacroix, dass in den E.en der unteren Loire Albit-Oligoklas auf secundärem Wege und nie ohne gleichzeitige Bildung von secundärem Amphibol (Uralit) entsteht. Wo die Ränder des Pyroxens sich in wurmförmige Amphibolgebilde umsetzen, da entwickelt sich zwischen den letzteren dieser Feldspath, und wo der Pyroxen sich in ein Gewirre von Amphibolfasern umgewandelt hat, steckt solcher Feldspath als Untergrund dazwischen. Dieser Zerfall des Pyroxens in Amphibol und Feldspath ist hier möglich, weil der erstere frisch 14,25 % Al_2O_3 und 6,21 % Na_2O führt.

Die Structur der Eklogite ist, wie angeführt, meist eine rein richtungslos körnige, bald gröber- bald feinerkörnige, in selteneren Fällen beinahe dicht erscheinend; in dem von Gefrees erlangen die Granaten selbst Haselnussdicke; feinkörnige Varietäten sind wohl porphyrartig durch grössere Individuen von Hornblende (Karinthin). Eine plane Parallelstructur wird hin und wieder dadurch erzeugt, dass Zonen, in denen ein Gemengtheil sehr stark vorwaltet, mit Lagen von gleichmässigem normalem Gemenge oder mit solchen wechseln, die an einem anderen Gemengtheil besonders reich sind; namentlich alterniren dann gern granatreiche und granatarme Zonen. Im E. von der Saualpe liegen stellen-

weise die Zoisitsäulchen mit ihrer Längserstreckung alle in einer Ebene, wie überhaupt der Zoisit gern schiefernd wirkt. In einem E. aus Schottland beobachtete Teall eine mikropegmatitähnliche Verwachsung des seltenen Feldspaths mit Omphacit.

Im Bereich der krystallinischen Schiefer steht, wie hervorgehoben, der Eklogit insbesondere zunächst mit Hornblendegesteinen in Verbindung, welche seine dick linsenförmigen Einlagerungen in der Regel allseitig von den ersteren trennen. Die innerhalb der sächsischen Granulitformation vorkommenden, ganz isolirten und räumlich beschränkten E.e können nach Credner als quarz- und feldspathfreie extreme Modificationen des Pyroxengranulits aufgefasst werden, welche überall mit Einlagerungen von letzterem oder von Granatserpentin oder mit solchen von beiden vergesellschaftet sind (Das sächs. Granulitgeb. 1884. 20).

I. Von Eibiswald in Steiermark, Gemenge von Granat, Omphacit, Hornblende mit wenig Quarz; Mauthner.
II. Von Eppenreuth bei Hof; sp. Gew. 3,40; v. Gerichten.
III. Von Silberbach bei Conradsreuth; sp. Gew. 3,42; derselbe.
IV. Von Markt Schorgast, Fichtelgebirge, reich an accessorischen Mineralien; sp. Gew. 3,43; derselbe.
V. Von Altenburg im niederösterreichischen Waldviertel, möglichst hornblendearm, führt etwas Feldspath. Schuster bei Becke.
VI. Von Ober-Feistritz im Bachergebirge, sehr frisch, mit Cyanit, Zoisit, wenig Quarz. Ippen.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure	50,13	57,10	55,00	48,81	48,89	45,81
Thonerde	14,37	11,66	13,54	16,25	14,46	19,61
Eisenoxyd	13,02	2,84	2,74	6,00	2,00	2,02
Eisenoxydul	—	3,22	3,37	7,48	7,15	3,15
Manganoxydul . . .	—	0,31	0,20	0,43	—	—
Kalk	12,85	13,80	12,09	9,72	13,76	13,08
Magnesia	6,46	6 37	10,21	7,52	12,21	13,68
Kali	0,14	0,81	0,50	0,46	0,17	0,52
Natron	2,35	2,21	2,10	2,64	1,75	2,24
Wasser	—	0,54	0,32	0,12	0,40	0,23 Glv.
	99,32	98,86	100,07	99,43	100,79	100,34

Die Zusammensetzung muss natürlich wechseln je nach dem Mineralgehalt, z. B. der Anwesenheit oder Abwesenheit von Quarz, Disthen u. s. w. und der specielleren Beschaffenheit der vorwaltenden Gemengtheile, z. B. des Granats. Bemerkenswerth ist in den Analysen die Constanz und die Übereinstimmung der geringen Alkalimengen. v. Gerichten gab auch Analysen einzelner Gemengtheile (Granat und Hornblende); Rammelsberg untersuchte den Karinthin; ferner ist der Glaukophan für sich mehrfach analysirt worden, durch Traube auch Omphacit und Granat.

Sachsen. Im Granulit lagert das sehr typische Vorkommniss am Bahnhof Waldheim, hinter der Restauration »zur Erholung«; ein mittelkörniges Gemenge von dunkellauchgrünem kurzstengeligem Omphacit und braunrothem Granat; sehr arm an Rutil, auch an Quarz, aber relativ sehr reich an Titanit; chloritische Substanz

sowie Epidot secundär; dunkelgrüne Hornblende zufolge Riess nur an den Grenzen des Lagers. Gänge von zirkonführendem Syenitgranit setzen durch den Eklogit. — Nördl. von Heiersdorf am Steilrande des rechten Muldengehänges finden sich Lesestücke eines E., welcher vorwaltend aus lichtem Augit und Granat, nebst wenig Enstatit und Feldspath mit spärlichem Biotit besteht; ähnliche Vorkommnisse bei Mohsdorf im Chemnitzthal und Zschöppigen im Zschopauthal (Credner, D. sächs. Granulitgeb. 1884. 21); das Gestein von Heiersdorf wurde früher von Dathe als Granatolivinfels beschrieben.

In den krystallinischen Schiefern des südwestl. Erzgebirges ist namentlich durch die Untersuchung von Sauer und Schalch eine sehr grosse Menge von Eklogitpunkten aufgedeckt worden; in einer Übersicht (N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 27) zählen die Genannten nicht weniger als 54 anstehende und Block-Vorkommnisse auf; an einigen Orten bildet der E. nur metergrosse Linsen ja nur faustdicke Knollen z. B. in glimmerreichen Gneissen. Die umfangreichsten Massen scheinen zu sein: zwei Lager n. von Grünhainichen (Sect. Zschopau) im zweiglimmerigen Gneiss mit grobkrystallinen Ausscheidungen von stengeligem Zoisit, Quarz und Disthen, sowie Übergängen in Amphibolit; Felsklippen hinter dem Begräbnissplatz von Wolkenstein im Gebiet des zweiglimmerigen Hauptgneisses; Felskopf am rechten Thalgehänge zwischen Grossrückerswalde und Boden, im Gebiet des langflaserigen Gneisses, sehr typisch, reich an Granat und Rutil, mit Quarz, frei von Feldspath; Fussweg von Schindelbach nach Grossrückerswalde, im langflaserigen Gneiss (Sect. Marienberg); s.w. von Hammer Schmalzgrube, mit einzelnen grösseren Karinthinen, verknüpft mit Amphibolit (Sect. Annaberg). S. von Blumenau, w. von Pockau (Sect. Zöblitz nach Hazard), im Gneiss; Lössnitzbach, s. von Lengefeld, mit accessorischem Quarz, Apatit, Rutil, Titaneisen, Hornblende, Zoisit, Cyanit, lagernd im rothen Gneiss. Am Galgenberg bei Voigtsdorf unfern Freiberg und bei Pillsdorf (Sect. Sayda, nach Beck) sehr reich an Omphacit, im feinschuppigen granatreichen Muscovitgneiss.

Aus dem westböhmischen Erzgebirge werden von Laube zwei Eklogitvorkommnisse erwähnt: eine kleine Einlagerung im Glimmerschiefer zwischen Hartenberg und Loch, und eine andere von der Herrenmühle unterhalb Joachimsthal, beide der Beschreibung nach wohl nicht recht hierher gehörig, da in ihnen amphibolischer Smaragdit neben Granat vorwaltend erscheint, und gar kein Pyroxen auftritt; in dem ersteren wird auch etwas Orthoklas angegeben.

Im *Fichtelgebirge* findet sich in der grossen Gneisspartie von Münchberg eine grössere Anzahl altbekannter Eklogiteinlagerungen, namentlich gebunden an den Hornblendegneiss und mit ihm durch Übergänge verknüpft: Bruchbach bei Wölbattendorf w. von Hof (der nördlichste Punkt), Schafhügel und Firlberg bei Silberbach (cyanitreich), Wustuben (zoisitreich) und Eppenreuther Mühle, Schaumberg bei Eppenreuth, bei Münchberg an der Strasse nach Mechlenreuth, am Vogelherd zwischen Mitter-Sauerhof und Fürstenreuth, Autengrün und Unter-Pferdt bei Oberkotzau, Rehhügel n. von Fattigau bei Schwarzenbach, Metzlesdorf und Weissenstein bei Stambach, Fallser Höhe bei Markt Schorgast (südlichster Punkt); Detailbeschreibungen s. bei Riess. — Mit Hornblendeschiefern des Gneisses ist der granatreiche E. vom Galgenberg bei Winklarn im ostbayerischen Grenzgebirge verbunden. — Dem gleich zu erwähnenden eklogitartigen Gestein von Altenburg im n.-ö. Waldviertel ähnlich sind Blöcke von verschiedenen Punkten der Umgegend von Grün, n. von Marienbad. Scharfe Rhombendodekaëder von Granat, umgeben mit einer Hülle von stengeliger Hornblende und spärlichem zwillingsgestreiftem Plagioklas (welche auch Zoisit, Quarz und Rutil umrinden), liegen in einer dichten, hellgrünen Hauptmasse, welche eine innige, wie es scheint regelmässige Verwachsung von Hornblende und Omphacit in verschiedenen Verhältnissen, mit reichlichem Zoisit, auch mit Quarz, Apatit, Rutil darstellt.

Im Serpentin der Hartekämme, s.w. von Frankenstein in Schlesien, bilden grob- und feinkörnige E.e mehrfach Einlagerungen; sie bestehen fast nur aus Omphacit und Granat, welcher in den feinkörnigen Varietäten noch Zoisit eingeschlossen enthält.

Österreich. Die Eklogite von Karlstätten und Gurhof in Niederösterreich lagern, mit Serpentin verbunden, im Granulit; sie führen ausser lauchgrünem Omphacit (oft von einer olivengrünen Rinde parallel gestellten Smaragdits umgeben), Granat und Magnetit, auch ganz frischen Olivin (Tschermak). — Die von Becke beschriebenen Eklogit-Einlagerungen von Altenburg s.w. von Horn im Glimmergneiss des niederösterreichischen Waldviertels sind wohl nicht ganz typisch, indem in ihnen neben dem dunkelrothen Granat schön grüne Hornblende über den blassgrünen Omphacit vorwaltet und auch Feldspath vorhanden ist, im Allgemeinen sehr untergeordnet (fast nur als Einschluss im Omphacit und in pegmatitischer Verwachsung mit Hornblende und Granat), reichlicher nach der Gneissgrenze zu; ausserdem noch Apatit und Rutil. — Aus dem Gebiet des zum Granulit gehörigen Diallagamphibolits beschreibt er Gesteinsblöcke, welche fast blos aus gelbrothem Granat (mit Rutileinschlüssen) und bläulich meergrünem omphacitähnlichem Diallag bestehen; darmzottenähnlich um den Granat gestellte Hornblende erfüllt oft die Zwischenräume zwischen beiden (Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 321). — Eibiswald in Steiermark (Mauthner). — Ausgezeichnet durch seinen intensiv grasgrünen bis smaragdgrünen, chromoxydhaltigen Omphacit, himmelblauen Cyanit und seinen Zoisitgehalt (bis 5 mm lange Prismen) ist der mit Hornblendeschiefern des Glimmerschiefers verbundene E. des Bachergebirges in Steiermark (Teinach, Ober-Feistritz); er hält noch dunkle karinthinartige Hornblende und Rutilmikrolithen, winzige spärliche Quarze und ist frei von Feldspath; die Gemengtheile sind oft in Zonen zusammengruppirt (Riess S. 204 und Ippen). — Bekannt ist ferner der schöne E. von der Saualpe bei Lölling und Forst in Kärnten, an vielen Punkten Einlagerungen im Gneiss bildend; er besteht aus lauchgrünem Omphacit, hellrothbraunem Granat, rabenschwarzem Karinthin (bisweilen recht reichlich), weissem Zoisit, Cyanit (diese beiden quantitativ sehr wechselnd), Quarz, viel Rutil; mit dem Omphacit ist auch Smaragdit verwachsen (v. Drasche und Riess). — Lienz im tiroler Pusterthal, typischer E. (nach Lohmann S. 98, in dessen Beschreibung wohl anstatt Zirkon Rutil und anstatt Saccharit Zoisit zu setzen ist).

Aus Baden erwähnt Lohmann noch Eklogit zwischen Hausach und Wolfach an der Einmündung der Gutach in die Kinzig, sowie vom Willmedobel am s.w. Abhang des Kandel bei St. Peter, n.ö. von Freiburg i. Br. (S. 97). — Sehr ausgezeichnet und typisch sind die von Lacroix beschriebenen E.e im Glimmerschiefer nördl. und südl. vom Ausfluss der Loire, zahlreiche Vorkommnisse zwischen Cambon und Liré, sowie zwischen St. Philbert-de-Grand-Lieu und La Chevrottière. Granat wandelt sich stellenweise in Epidot um; der Amphibol ist theils primär und dann meist gemeine, sehr selten glaukophanähnliche Hornblende, theils secundär aus Pyroxen; über die dabei erfolgende Feldspathneubildung s. S. 364; Disthen selten und spärlich. — Schieferiger E. aus der Umgegend von Pontivy im Morbihan mit accessorischem Cyanit und Quarz (Whitman Cross). — Eklogit reich an Granat und Omphacit, mit accessorischer grüner Hornblende, Plagioklas und Rutil, wohl secundärem Quarz und Epidot von Totig Ferry am Loch Duich, Schottland (Teall).

Westliche Alpen. Aus der Schweiz erwähnt Lohmann glaukophanhaltige E.e aus dem Saasthal im Wallis und von Zermatt (nicht wie angegeben, im Bagnethal, sondern im Nicolaithal); das als Glaukophan bestimmte Mineral soll an der ersteren Localität eine Auslöschungsschiefe von 24° und 26°, an der zweiten sogar eine solche von 41° aufweisen; der Quarz in dem letzteren enthalte »linsenförmige Glas-

körperchen«, »welche bei gekreuzten Nicols hell bleiben« (S. 99. 96). — Zufolge Cossa kommt im nördlichsten Theil des Val Tournanche an dem italienischen Abhang des Matterhorns rutilführender »Gastaldit-Eklogit« vor (N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 162); da den Hauptgemengtheil blauer amphibolischer Gastaldit bildet, so dürfte hier kein eigentlicher E. vorliegen. — Als Gerölle des Flusses Stura zwischen Germagnano und Lanzo fand G. H. Williams einen echten Omphaciteklogit mit accessorischem Glaukophan, Quarz, Rutil und Eisenkies, sodann ein granatführendes Gestein, welches ausser reichlichem Omphacit noch Glaukophan und Arfvedsonit, daneben viel Quarz führt, und endlich Geschiebe, in denen Glaukophan über die Hälfte der ganzen Gesteinsmasse ausmacht, ausserdem Granat, Quarz und Rutil erscheinen, etwas Augit nur accessorisch. Kommen auch hier wie es scheint pyroxenische und amphibolische Mineralien in sehr wechselnden Mengen und gewissermassen als gegenseitiger Ersatz vor, so ist es doch nicht eben zweckmässig, die amphibolreichen Gesteine mit nur ganz spärlichem Pyroxen blos um des Granatgehalts willen noch zu den Eklogiten zu rechnen. Dies bezieht sich auch auf den von Bonney im Mineralog. Magazine VII. 1 beschriebenen »Glaukophan-Eklogit« aus dem Val d'Aosta (d. h. ein glaukophanführender Granatamphibolit, ohne Pyroxen; vgl. dazu die vielen corrigirenden Bemerkungen von Strüver im N. Jahrb. f. Miner. 1887. I. 213); sowie auf den von J. Chelussi im Giorn. di mineralog. etc. II. 1891. 200 namhaft gemachten sog. Glaukophaneklogit aus dem Chialambertothal in Piemont.

Einen nicht mit krystallinischen Schiefern verbundenen, sondern vielmehr in der Flyschzone vorkommenden Eklogit, feinkörnig mit zahlreichen grösseren Granaten, aber sonst ganz normal zusammengesetzt, erwähnt v. John von Podbrdje (v. Mojsisovics, Tietze u. Bittner, Grundl. d. Geol. von Bosnien-Hercegowina 1880. 282).

In *Norwegen* sind schon früh Eklogite bekannt geworden (Naumann, Beiträge z. Kenntn. Norw. 1824. 201. 205). Einige der untersuchten Fundpunkte sind: Romsdalshorn (Hornet) im Romsdal bei Aak im Gneiss (führt Granat, Omphacit, Hornblende, Biotit, Cyanit, Plagioklas, Apatit, Titaneisen, Quarz, Magnetkies, Olivin, Rutil, Chromeisen, Muscovit, zufolge Möhl; den Plagioklas und Apatit constatirte auch Riess S. 222); Gimnaes in Nordmöre, mit etwas Plagioklas (Riess 221); Rundehorn bei Sulö in der Gegend von Aalesund (Riess 222); Ramsgrönåven im Sördal am Dalsfjord und Duen in Vanelven im Nordre-Bergenhuusamt (grasgrüner Omphacit, braunrother Granat, wenig Hornblende und Quarz, Rutil, etwas Apatit, Kaliglimmer, Zoisit, Magneteisen, nach Riess S. 220); Hörder bei Hellevig am Dalsfjord, mit reichlichem Saussurit, nicht typisch; Riess 223); Berghoug auf Borgsöen und am Hof s. Vartdal gegenüber Harudland im südl. Söndmöre (H. Reusch); Almeklovdal (nicht Ameklovdalen) in Söndmöre, mit Olivingesteinen verbunden im Gneiss lagernd, mit grasgrünem Omphacit und viel Granat (Lohmann S. 96), führt nach Reusch auch Olivin. — Der durch Helland beschriebene E. von Lanaes bei Tromsöe (vgl. N. Jahrb. f. Miner. 1879. 422) gehört wohl zu den granat- und plagioklashaltigen Amphiboliten. — Aus Schweden wird durch Törnebohm vom Grufberg im Kirchspiel Jäderbo in Gestrikland ein echter Eklogit erwähnt, zusammengesetzt aus Omphacit, Granat, schwachbraungelbem Bronzit, etwas Quarz, Hornblende und Magnetit; das Gestein ist mit Gneiss verbunden, welcher auch den Bronzit enthält.

In den Glaukophan führenden Glimmerschiefern der Insel Syra erscheint nach Luedecke auch »Glaukophan-Eklogit« mit wechselnder Korngrösse, zusammengesetzt gleichmässig aus grünem glasglänzendem Omphacit, rothem abgerundetem Granat (mit Einschlüssen von Quarz und wahrscheinlich Eisenglanz), sowie kleinen, vielfach an den Enden dismembrirten Säulchen von Glaukophan; accessorisch noch Muscovit, Quarz, Rutil, Zoisit (der Beschreibung nach etwas fraglich), Pyrit; wahrscheinlich Biotit als Ausfüllung von Hohlräumen. — Zu den E.en scheint auch zu gehören

ein durch Oebbeke beschriebenes Gestein von der Insel Thermia (w. von Syra, »Glaukophan-Omphacit-Glimmer(Paragonit?)-Schiefer«); in der intensiv grün gefärbten stengeligen bis faserigen Hauptmasse, welche aus Omphacit besteht, liegen makroskopische rothe scharfe Granaten (∞O), silberweisse Glimmerblättchen, dunkelblaue Prismen von Glaukophan; u. d. M. noch Chlorit (mit Glaukophan verbunden), Rutil, anscheinend secundärer Quarz.

Aus Ostsibirien beschreibt Vélain zwei E.e; einen nahe der Einmündung der Selenga von der Ostseite des Baikalsees, grüne schieferige Lager im Hornblendegneiss bildend; er besteht aus Augit (Baikalit), sehr kleinen blassrothen Granaten (höchstens 0,02 mm dick), silberglänzendem Glimmer, Rutil, Quarz und einem faserigen monoklinen Mineral. Ein anderer, richtungslos struirter und dunkelgefärbter vom Unterlauf der Selenga führt hellgrünen eigentlichen Omphacit, viel grossularähnlichen bräunlichgelben Granat, aktinolithartige Hornblende, Disthen und Muscovit. — Nach einer Notiz von Oebbeke kommen im krystallinischen Schiefergebiet der Insel Shikoku (Japan) E.e mit blaugrüner dunkler Hornblende vor. — Über einen eigenthümlichen »Eklogit«, welcher als Einschluss in den Diamantgruben von Jagersfontein im südafrikanischen Orange-Freistaat gefunden wurde, vgl. Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1879. 864; der mattweise Hauptgemengtheil ist wohl umgewandelter Omphacit; ausserdem lichtrothe Granaten und lebhaft blaue Cyanite; zwischen dem Granat und Augit erscheint eine Zone, an welcher sich u. a. grüne Spinelle und farblose Leisten (wohl Plagioklas) betheiligen; accessorisch seltene Blättchen von gediegenem Gold in dem umgewandelten Omphacit.

Der von Hyades in Mission scientif. du Cap Horn 1882—3. Tome IV. Paris 1887. 215 erwähnte Eklogit gehört wohl nicht hierher, da er gar kein pyroxenisches Mineral (auch keinen Amphibol) enthält.

R. v. Drasche, Mineralogische Zusammensetzung d. Eklogite, Min. Mitth. 1871. 85.

E. Riess, Über die Zusammensetzung des Eklogits, Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 165. 181.

Lohmann, Neue Beiträge z. Kenntniss des Eklogits u. s. w., N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 83.

Sandberger, Zirkon im E., Würzburger naturw. Zeitschr. VI. 128. N. Jahrb. f. Min. 1876. 476. — 1881. I. 258.

Sandberger, Kaliglimmer im E., N. Jahrb. f. Min. 1878. 842.

Sauer, Rutil im E., N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 227.

Credner, E. von Waldheim, Sachsen, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 202.

Dathe, E. von Waldheim, N. Jahrb. f. Min. 1876. 341.

Dathe, E. von Heiersdorf, Muldeuthal, N. Jahrb. f. Min. 1876. 227. 230; berichtigend ebendas. 1883. II. 89.

Sauer und Schalch, E. im s.w. sächs. Erzgebirge, N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 27; vgl. auch die dort und im Text genannten Sectionen d. geol. Spec.-Karte Sachsens.

Laube, sog. E. im w. böhmischen Erzgebirge, Geologie d. böhm. Erzgebirges. Prag 1876. I. 70.

Sandberger, E. Oberfrankens (des Fichtelgebirges), N. Jahrb. f. Min. 1872. 302.

Gümbel, E. des Fichtelgebirges, Geognost. Beschreib. d. Fichtelgeb. Gotha 1879. 144.

v. Gerichten, E. Oberfrankens, Annal. d. Chemie u. Pharm. Bd. 171. 1874. 183. — Bd. 185. 1876. 209; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1874. 434 und 1877. 419.

Patton, Eklogitartige Gesteine der Gegend n. von Marienbad, Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 124.

Traube, E. von Frankenstein, Schlesien, N. Jahrb. f. Min. 1889. I. 195.

Tschermak, E. von Karlstätten und Gurhof, Sitzgsber. Wiener Akad. 1. Abth. LVI. 1867. 276; Min. Mitth. 1871. 44.

Becke, E. des niederösterr. Waldviertels, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 317.
Mauthner, E. von Eibiswald, Steiermark, Min. Mitth. 1872. 261.
Zollikofer, E. vom Bachergebirge, Steiermark, Jahrb. geol. R.-Anst. X. 1859. 204.
Ippen, E. des Bachergebirges, Mitth. d. naturwiss. Ver. f. Steierm. 1892.
v. Rosthorn u. Canaval, E. aus Kärnten, Jahrb. d. naturhist. Landesmuseums v. Kärnten; Klagenfurt 1853. 119.
Lipold, E. von der Kor- u. Saualpe, Kärnten, Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 415; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1858. 222.
Seeland, E. der Saualpe, Kärnten, Jahrb. geol. R.-Anst. 1876. 67.
Cathrein, E.-Geschiebe aus der Sill, Tirol, Verh. geol. R.-Anst. 1889. 173.
H. Fischer, E. aus dem Schwarzwald, N. Jahrb. f. Min. 1860. 797.
C. Whitman Cross, E. von Pontivy, Morbihan, Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 410.
Lacroix, E. im Dép. der Loire inférieure, Bull. soc. des sc. nat. de l'Ouest de la France I. 1891. 81.
G. H. Williams, E. aus dem Bett der Stura, Piemont, N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 202.
Teall, E. vom Loch Duich, Schottland, Mineralog. Magazine IX. 1891. 217.
Möhl, E. Norwegens, Nyt Magaz. f. Naturvidenskaberne XIII. 1877. 128.
Irgens u. Hiortdahl, E. von Nordfjord; Om de geologiske forhold paa kyststräkningen af Nordre-Bergenhuus-Amt, Kristiania 1864. 10.
Reusch, E. im südl. Söndmöre, Kristiania vidensk. selsk. Forhandl. 1877. Nr. 11.
Reusch, E. aus Almeklovdal, Söndmöre, Kristiania vidensk. selsk. Forhandl. 1883. Nr. 1.
Vogt, E. aus Söndmöre, Nyt Magaz. f. Naturvidenskaberne XXVII. 1882. 150.
A. Harker, E. von Tana, Norwegen, Geol. Magaz. (3) VIII. 1891. 170.
Törnebohm, E. aus d. Kirchspiel Jäderbo, Schweden, Stockh. geol. Förening. Förhandl. V. 1880—81. 22.
Luedecke, Glaukophanhalt. E. von Syra, Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 268.
Oebbeke, Gesteine von der Insel Thermia, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 644.
Vélain, E. aus Ostsibirien, Bull. soc. géol. (3) XIV. 1886. 149.
Oebbeke, E. aus Japan (Shikoku), Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 653.

Gabbro.

Von denjenigen Gabbros (Zobtenit), welche ohne eruptive Lagerungsverhältnisse zu zeigen, als integrirende Theile von Complexen krystallinischer Schiefer vorkommen, war schon II. 758 ff. die Rede, da sie bezüglich ihrer petrographischen Beschreibung nicht füglich von den als Eruptivgesteine auftretenden Gabbros getrennt werden konnten.

Gesteine mit vorwaltendem Epidot.

Wenn schon im Vorhergehenden Epidot als ein sehr häufiger accessorischer oder wesentlicher Gemengtheil genannt wurde, so gibt es auch zu den krystallinischen Schiefern gehörige Gesteine, welche zum grössten Theil aus diesem Mineral bestehen, wozu sich dann weiter in der Regel noch Quarz oder ein Glied der Amphibolgruppe, Glimmer oder Chlorit gesellen, während Feldspath oder Pyroxen sehr selten zu sein scheint. Die Structur ist bald ausgezeichnet schieferig, bald mehr richtungslos körnig und namentlich letztere Vorkommnisse hat man Epidosit genannt. Es mag hier daran erinnert werden, dass der Epidot secundär aus manchen anderen Mineralien hervorgehen kann, dass Epidosit auch als Umwandlungsproduct verschiedener, z. Th. eruptiver Gesteine bekannt ist (vgl. I. 375; von denjenigen Epidositen, welche so als Metamorphosen oder auch wohl gewissermassen als Auslaugungsproducte von Massengesteinen vorkommen, ist daher an dieser Stelle nicht die Rede; eine solche Masse, reiner Epidot oder Epidot mit Quarz, beschrieb z. B. Bergeat von Stavro-Vuni auf Cypern als wahrscheinliches Auslaugungsproduct zersetzter Diabase, Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 288; Reichenbach erwähnt eine feinkörnige apfelgrüne Epidositmasse an der Grenze des Syenits von Blansko).

In dem Gneiss von Mantiqueira (Provinz Minas Geraes, Brasilien) fand Gorceix an dem Tunnel von Pedro-Alvès stockförmige Einlagerungen eines wie zerreiblicher Sandstein aussehenden Gesteins, bestehend aus lauter verschieden grossen eckigen Körnern, welche er auf Grund der ab und zu wahrnehmbaren Krystallflächen, ihres Löthrohrverhaltens u. s. w. für Epidot hält; spec. Gew. 3,4; H. = 6,5; vielleicht seien kleine Vesuvian-Körnchen zugemengt. Die Analyse ergab: 38,5 SiO_2, 25,1 Al_2O_3, 23,2 CaO, 10,4 FeO, MgO Spur, 2,6 Glühverlust (Bull. soc. géol. (3) IV. 1876. 434). — Bei St. Joseph in den Shickshock-Bergen in Canada bildet nach Sterry Hunt Epidot mit Quarz ein bald grob-, bald feinkörniges compactes Gestein in mächtigen Lagern, eingeschaltet in chloritischen Schiefern. Feinkörniger Epidosit ergab: 62,60 SiO_2, 12,30 Al_2O_3, 9,40 Fe_2O_3, 14,10 CaO, 0,70 MgO, 0,43 Na_2O, 0,16 Verlust (Rep. geol. survey Canada 1858. 94).

Graugrüner Hornblende-Epidotschiefer aus der Phyllitformation zwischen Nikoli und Hagio Nikoli auf der Halbinsel Chalkidike besteht vorwiegend aus feinkörnigen Aggregaten und grösseren Individuen von Epidot, wenigen Körnern von smaragdgrüner Hornblende, immer umgeben von büschelförmigem Chlorit, der wohl aus ihr entstanden ist; Orthoklas und Quarz bilden spärliche linsenförmige Einlagerungen zwischen den Epidotlagen (Becke, Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 259). — In den Glimmerschiefern von Syra fand Luedecke ein Glaukophan-Epidotgestein: eine etwas gelblichweisse krümelige Hauptmasse, ganz vorwiegend aus kleinen Individuen von Epidot (mit etwas Zoisit, Glimmer und Chlorit); in dieser Masse liegen ziemlich dicke Glaukophane, öfters Einschlüsse von Epidot und Omphacitkerne enthaltend, sowie Körner eines granatähnlichen Minerals (Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 272). — Ein sehr schieferiges Glaukophan-Epidotgestein findet sich nach Blake auf der Insel Anglesey, zusammengesetzt aus reichlichem Epidot und Glaukophan (blos so geheissen auf Grund seines Pleochroismus mit blauen Tönen, die Auslöschungsschiefe beträgt gar 15°, eine Analyse liegt nicht vor, und es ist daher unverbürgt, wenn

es heisst: »the characters of glaucophane are perfectly possessed by the mineral«); letzterer Gemengtheil wandelt sich in Chlorit um; ausserdem etwas Quarz, Calcit, vielleicht Rutil und Feldspath. Blake trägt die Meinung vor: »We may suppose that the rock is essentially a diorite in which there would normally be a soda-lime felspar and a hornblende, but that either at its formation under peculiar circumstances or by later alteration the soda combiued with the hornblendic ingredients to produce the variety glaucophane while the lime caused epidote to be substituted for felspar« (Min. Magaz. (3) V. 1888. 125; darnach würde das Vorkommen nicht zu den krystallinischen Schiefern gehören).

Tiefdunkelgrüne dünnblätterige Glimmer-Epidotschiefer, bestehend aus Epidot, Quarz, grünem Biotit und Erz, worin der vorwiegende Epidot bald den Quarz bald die Glimmeranhäufungen insbesondere erfüllt, auch grössere farblose Krystalle bildet, werden durch v. Foullon von Stein im Ennsthal, von oberhalb Lend im Salzachthal, aus dem Sattenthal, vom Ausgang des Gaisbachs bei Rauris beschrieben (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIV. 1884. 644). Einen chloritführenden, auch glimmerhaltigen Epidotschiefer aus dem salzburger Lungau und dem Stubachthal mit sehr spärlichem Quarz und Feldspath erwähnt Stur im Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 831. Sog. Pistacitschiefer wechsellagert mit Hornblendeschiefer und körnigem Kalk zwischen Tepl und Plan in Böhmen (v. Hochstetter).

Hier möge auch anhangsweise des sog. Kalkpistacitschiefers gedacht worden, welchen Porth aus dem n.ö. Böhmen beschreibt; er besteht in seiner Hauptmasse aus Kalk, Epidot und Glimmer, wozu sich stellenweise Albit, Quarz, Eisenglanz, Magneteisen und Eisenkies gesellen; diese Kalkpistacitschiefer bilden meist lange Züge, streichen aus den Glimmerschiefern in die Thonschiefer und kommen auch in beiden Gesteinen vereinzelt vor. Ein Hauptzug verläuft von Prosec und Bitauchow über Boskow, Ruppersdorf, Waltersdorf bis gegen Oberhohenelbe (Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 703).

Der Piemontit (Manganepidot), welcher in Glaukophan führenden Gesteinen Japans als accessorischer Gemengtheil auftritt, bildet dort auch im Gemenge mit feinen Quarzkörnern das vorwaltende Mineral von dunkelvioletten Schiefern, welche ein Analogon des Epidotschiefers darstellen; diese Schiefer heissen »Murasaki« (violettes Gestein). In der Gegend von Besshi erreichen die Krystalle eine Grösse von 2 cm und darüber. Accessorisch erscheinen Sericit, grüngelber Granat, Rutil, Orthoklas, blutrother und opaker Eisenglanz. Die Piemontitkrystalle pflegen mit dem Orthopinakoid parallel der Schieferung zu liegen; der Piemontit geht bald in einen gewöhnlichen grüngelben, bald in einen farblosen Epidot über. Dieser Piemontitschiefer, zur archäischen Formation gehörig, ist in Japan weitverbreitet; am typischsten findet er sich in der Nähe der Stadt Tokusima auf der Insel Shikoku, auch aus den Provinzen Kii, Kozuke, Musashi und Iwaki der Hauptinsel ist er bekannt geworden; seine dünnen Lagen liefern einen ausgezeichneten Horizont auf der Grenze zwischen der unteren und mittleren sog. Sambagawa-Stufe (B. Kotō, Journ. college of science, Imper. Univers. Japan, 1887. I. 303; 1888. II. 94).

Zufolge v. Foullon tritt ein ganz ähnlicher feinkörniger Piemontitschiefer von purpurgrauer Farbe im Baba Dagh im n.ö. Karien auf, wo er unzählige Piemontitkryställchen, nebenbei Quarz, etwas Muscovit, sehr wenig Feldspath, Ankerit und wenig Erz enthält (Verh. geol. R.-Anst. 1890. 112).

In dem Glimmerschiefer von Syra lagert zufolge Luedecke ein Omphacit-

Zoisitgestein (»Omphacit-Zoisitgabbro«, trotzdem es keinen Feldspath führt); es besitzt eine Hauptmasse von Zoisitkörnchen mit gewissermassen porphyrartig eingelagerten Omphacitindividuen; accessorisch noch perlmutterglänzende Talkblättchen, Epidotkörnchen, dickere Turmalinsäulchen, Blättchen von Chlorit und Biotit, mikroskopische Rutile und Calcite (Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 282).

Olivingesteine der krystallinischen Schiefer.

Körnige, richtungslos oder schieferig struirte, bisweilen geschichtete Gesteine von gelblichgrüner oder dunkelgrüner Farbe; sie bilden, ohne eruptives Auftreten zu zeigen, concordant eingeschaltete Lager und linsenförmige Massen, namentlich in Gneiss und Glimmerschiefer, vielfach verbunden mit Hornblendegesteinen, Talkschiefern, Granuliten, Eklogiten u. s. w., insbesondere auch mit Serpentinen, welche aus ihrer Umwandlung hervorgegangen sind und zum Theil noch Reste ihrer Gemengtheile enthalten. Die Mehrzahl der hierher gehörigen ehemaligen Olivingesteine liegt jetzt zu Serpentin verändert vor. Die noch als solche erhaltenen bestehen vorwiegend aus Olivin (mitunter mit Picotiteinschlüssen), bald noch ganz frisch, bald mehr oder weniger serpentinisirt, und können ausserdem enthalten: rhombische Pyroxene (Enstatit, Bronzit mit seinem Umwandlungsproduct Bastit), monokline Pyroxene (Augit, Diallag), Amphibole (Hornblende, Strahlstein, Tremolit), Granat, Magneteisen u. a. Spinellmineralien (Chromit, Picotit); seltener sind Glimmer, Apatit, noch seltener Feldspathe. Es kommen hier ganz ähnliche Mineralcombinationen vor, wie bei den eruptiven Olivingesteinen (S. 120), und ein petrographischer oder chemischer Unterschied ist bei beiden geologisch abweichenden Gruppen nicht zu constatiren. Im Allgemeinen scheinen allerdings die unzweifelhaft an diese Stelle gehörigen Vorkommnisse durchgängig olivinreicher zu sein, als die unzweifelhaft eruptiven. Secundär erscheinen ausser dem Serpentin noch: Talk, Chlorite (Klinochlor, Kämmererit, z. Th. aus Granat hervorgegangen), chromhaltige Glimmer, Strahlstein (wie es scheint, zum Theil eben secundär), Magnetit (von welchem der im Serpentin liegende jedenfalls secundär ist), Carbonate (wie Calcit, Aragonit, Magnesit, Braunspath, Hydromagnesit).

Da der Olivin zwar oft nur von einem, oft aber auch von zwei anderen Gemengtheilen in fast gleicher Quantität vorwiegend begleitet wird, so lässt sich eine allgemeine Sonderung etwa in Bronzit-, Augit-, Diallag-, Amphibol-, Granat-Olivingesteine nicht füglich durchführen.

Bei Konradsreuth unfern Hof im Fichtelgebirge findet sich ein Lager von Enstatit-Olivinfels im Hornblendegneiss, begleitet von Strahlstein- und Talkschiefer, fortsetzend bis zum Görlitzrangen bei Kupferberg; neben dem stengeligen Enstatit noch wasserhelle Diopsidkörnchen, grüne Blättchen von Klinochlor, Magnetit (Biotit fehlt); das Gestein wandelt sich nicht nur in Serpentin, sondern auch in

Talkschiefer um (Gümbel, Fichtelgebirge 1879. 148). — Eingebettet im Biotitgneiss von Habendorf, ö. vom Eulengebirge in Schlesien, liegt nach Dathe eine 5 m mächtige und höchstens 10 m lange Linse, welche aussen aus Amphibolit, nach dem Inneren zu aus schwärzlichgrünem Olivinfels mit Chromitgehalt besteht; in geringer Menge erscheint Strahlstein, ein weisses Glimmermineral in perlmutterglänzenden, ziemlich spröden Blättchen, sporadisch Diopsid, auf bestimmte Gesteinslagen vertheilt Enstatit, Magnetkies. Dass der Amphibolit mit dem grösstentheils recht frischen Olivinfels genetisch zusammenhängt, wird nicht berichtet (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1888. 309; Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 914).

In dem niederösterreichischen Waldviertel sind die Olivingesteine trotz ihres massigen Aussehens den krystallinischen Schiefern concordant eingeschaltet und sämmtlich mit Serpentin verbunden: 1) Granat-Olivinfels im Granulitgebiet am Kampthal, bald echter Dunit, der nur aus Olivin mit etwas Picotit besteht, bald mengt sich dunkelrother Pyrop ein; oft ist dieser nur als Kern enthalten, steckend in einer 3—4 mm dicken radialstrahligen pseudomorphischen Rinde, welche aus Picotit und einem hellen Silicat, vielleicht Hornblende, besteht; aussen wird diese Rinde noch von einer ½—1 mm dicken hellen und erzfreien Zone umgeben, die ein gröberes Gemenge von Bronzit, Hornblende und spärlichem Diallag darstellt. — 2) Bronzit-Olivinfels, z. B. bei Dürnstein, eingelagert zwischen biotitreichem Dioritschiefer und Biotitgneiss, bestehend aus Olivin, kleinen blassgrünen Körnern und Stengeln von Strahlstein, porphyrartig hervortretendem Bronzit (theils zu weichem Bastit umgewandelt), Spinell, sowie den Neubildungsproducten Serpentin, Magnetit, Chlorit. Der Olivinfels bildet aber nicht ein compactes Lager, sondern dasselbe ist in einzelne Schollen aufgelöst, welche an ihrer Oberfläche mit einer constant 1—1½ cm dicken, senkrecht stengeligen Kruste umgeben sind, die ihrerseits innen aus bräunlichem Anthophyllit, aussen aus lichtgrünem Strahlstein zusammengesetzt ist; die Zwischenräume zwischen den Schollen werden von wirr gelagerten und verdrückten Blättchen von Anomit (oft gebleicht), vermengt mit dicken Quarzkörnern ausgefüllt. Ganz ähnliche Erscheinungen finden sich auch an benachbarten Orten. — 3) Amphibol-Olivinfels von Himberg, begleitet von Amphibolit und Strahlsteinschiefer, arm an Olivin, zusammengesetzt aus Olivin (weniger als ⅓), lichtgrünem Strahlstein (mehr als ⅓), Hypersthen und dunkelgrünem Spinell, secundärem lichtgrünem Klinochlor und Talk. Rinden über den Blöcken bestehen ans strahligem Amphibol und Anthophyllit (Becke, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 323. 329. 337; vgl. auch ebendas. VII. 1885. 254).

Zu Karlstätten in Niederösterreich ist im Granulitgebiet Amphibol-Olivinfels mit Eklogit verbunden; der erstere zeigt sehr vorwaltenden Olivin mit Serpentinäderchen, grasgrünen Blättchen von Hornblende (Smaragdit) und etwas Picotit; spec. Gew. = 3,011. Die Analyse ergab: 39,61 SiO_2, 1,68 Al_2O_3, 8,42 FeO, 42,29 MgO, Spur CaO, 0,02 K_2O, 0,01 Na_2O, 5,89 H_2O. Daneben erscheint auch eine, den Übergang zum Eklogit bildende Abänderung, welche neben wenig Smaragdit Granat führt, der hier von denselben doppeltgegliederten Rinden umgeben ist, wie sie oben (2) erwähnt wurden (Tschermak, Sitzgsber. Wiener Akad. LVI. 1867. 278). — Mit Serpentin lagert im Gneiss von Kraubat in Obersteiermark ein nur 0,89 % Al_2O_3 enthaltender Dunit, welcher blos aus körnigem theilweise serpentinisirtem Olivin und Chromit besteht; auf den Klüften Hydromagnesit und Chromit (v. Drasche, Min. Mittheil. 1871. 58; Wieser ebendas. 1872. 79). — Mit den Serpentinen im Granulitgebiet von Křemže, s.w. von Budweis, stehen nach Schrauf auch noch halbwegs frische Gesteine in Verbindung, theils körniger grünlichgelber Olivinfels, theils Enstatit-Olivinfels, der noch Bronzit, Pyrop und Omphacit enthält (Z. f. Kryst. VI. 1882. 330).

Eulysit nannte Axel Erdmann ein dünnplattiges Gestein, in welchem schon

sehr früh die starke Betheiligung eines olivinähnlichen Eisenoxydulsilicats bekannt wurde, von Utterwik und Strömshult unweit Tunaberg in Schweden, wo es kleine linsenförmige Einlagerungen im sog. Granulit bildet (nach Törnebohm; nach A. Erdmann ein Lager im Gneiss). Es besteht fast zur Hälfte aus einem dem Fayalit sehr nahe kommenden Olivin von der Zusammensetzung: 29,34 SiO_2, 54,71 FeO, 8,39 MnO, 3,04 MgO, 3,07 CaO, 1,21 Al_2O_3 (99,76); das von HCl unter Abscheidung gelatinöser SiO_2 leicht zersetzbare Mineral ist also etwas reicher an Mn und Ca als der eigentliche Fayalit, übrigens vollständig nach der Olivinformel R_2SiO_4 zusammengesetzt. Zur anderen Hälfte besteht das Gestein aus grünlichem omphacitähnlichem Augit und bräunlichrothem Granat mit etwas Apatit und Magnetit, während grüne smaragditähnliche und dunkelbräunlichgrüne Hornblende, auch Arsenkies nur local vorhanden sind. Die grösste Einlagerung ist ungefähr 18 m mächtig, 90—120 m lang (A. Erdmann, Försök till en geognostisk-mineralogisk beskrifning öfver Tunabergs Socken, 1849. 11; vgl. N. Jahrb. f. Miner. 1849. 837. — Törnebohm, Beskrifn. till blad 6, 8 och 9 af geolog. öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges bergslag, Stockholm 1882).

In Westerbotten und Jemtland in Norrland (Schweden) reihen sich in der obersten Glimmerschieferformation zahlreiche Linsen und Kuppen von meist schieferigem Olivinfels aneinander, namentlich gehäuft in der Gegend von Fatmomak und in Frostvikens Socken (Svenonius, Stockh. geolog. Fören. Förhandl. VI. 1883. 342). Dieselben wurden später von Eichstädt untersucht, welcher hier unterscheidet: a) Enstatit-Hornblende-Olivingesteine, mit Granat (mit peripherischer Kelyphithülle), Carbonaten, Chromit, Picotit; vielleicht etwas Magnetit; in den Enstatiten (Bronziten) liegt nach Svenonius ein orientirtes Flechtwerk chrysotilartiger Faserbüschel. — b) Enstatit-Kämmererit-Olivingesteine, mit etwas Hornblende und Magnetit; der grauschwarze und violett durchscheinende Kämmererit ist im Schliff farblos bis schwach gelblich, nicht pleochroitisch, biegsam aber nicht elastisch, optisch zweiaxig mit kleinem Axenwinkel (8°—10°), nicht merklich angreifbar von HCl, und enthält 34,49 SiO_2, 12,40 Al_2O_3, 13,46 Cr_2O_3 (bemerkenswerth viel), 3,14 Fe_2O_3, 3,28 FeO, 21,83 MgO, 11,85 H_2O; spec. Gew. = 2,709. — c) Enstatit-Olivingesteine, porphyrartig durch Enstatit, mit Chromit und Magnetit, etwas Hornblende und Chlorit; zu Sähkok-Ruopsok erscheint Magnesitspath auf Klüften. — d) Hornblende-Olivingesteine mit Chlorit (auf den Verwitterungsflächen knotenförmig hervorragend) und Magnetit. — e) Kämmererit-Olivingesteine, mit Magnetit, Chromit und Grammatit (oder aktinolithartiger Hornblende), besonders schieferig. — f) Fast reine Olivingesteine, schieferig, ganz untergeordnet Hornblende, Enstatit, Chlorit, Spinell, Chromit führend; grössere Olivine werden durch ein feinkörniges Aggregat gewissermassen verkittet (Mörtelstructur), und zeigen undulöse Auslöschung, sowie an die Zwillingsbildung der Plagioklase erinnernde Streifung, Erscheinungen, welche als Druckwirkung gedeutet werden (Eichstädt, Stockh. geol. Fören. Förh. VII. 1884. 333; vgl. auch Svenonius ebendas. 201).

Bei Kettilsfjäll in Westerbottens Lappmark findet sich als Einlagerung in Quarzit- und Glimmerschiefern ein feinkörniges grünliches Aggregat von vorherrschendem ganz frischem, sehr hellem Olivin mit farblosem Pyroxen, farblosem Glimmer und Chromit, beide letztere vielfach verwachsen; Törnebohm, Stockh. geol. Fören. Förh. III. 1877. 250.

In Norwegen fand Th. Kjerulf schon 1864 bald deutlich körnigen, bald fast dichten und serpentinähnlichen Olivinfels in verschiedenen Gegenden im Bergenstift, im Vandelvthal (mit grünen Strahlsteinnädelchen und Bronzit, schieferig durch Talkblättchen), Muruthal westl. vom Gudbrandsthal, auf der Insel Kalohelmen bei Rödö, Thorsvig auf Melö (66¾° n. Br.). Das Gestein von Kalohelmen enthält nach

Hauan: 37,42 SiO_2, 0,10 Al_2O_3, 8,88 FeO, 0,23 NiO, 0,17 MnO, 48,22 MgO, 4,71 Glühverlust (99,73); Verh. geol. R.-Anst. 1867. 71.

Dem Gneiss concordant eingelagert und ohne Zweifel ein Glied der krystallinischen Schiefer ist der ausgezeichnete »Olivinschiefer« der südlichen Landschaft Söndmöre zwischen dem Nordfjord und dem Jörundfjord, namentlich von Almeklovdal im Kirchspiel Vanelven, in grossen dünnen Platten spaltbar, deren Schieferungsflächen mit grünen Hornblende-(Smaragdit)-Prismen bedeckt sind. Das »wie raffinirter Zucker« feinkörnige hellgrüne Gestein besteht fast ausschliesslich aus ganz frischem Olivin, vermengt mit nur sehr spärlicher kräftig grüner Hornblende (Smaragdit), lichtbräunlichem Enstatit (bis 1 cm gross) und Chromit, vielleicht Apatit; Reusch will auch Glimmer beobachtet haben. Eingebettet in dem schieferigen Gestein liegen wallnuss- bis faustgrosse Klumpen von Olivin, welche aus je einem Individuum zu bestehen scheinen. Die frischen Varietäten stehen mit serpentinisirten in Verbindung. Auf Rödhoug und bei Lien kommt auch Granat-Olivinfels vor (H. Reusch, N. Jahrb. f. Min. 1880. II. Ref. 187; 1884. II. 342; Brögger ebend. 1880. II. 188; Vogt, Nyt Magaz. f. Naturvidenskab. 1882. 27. 125). — In der Umgegend von Tromsöe, auf dem Hochgebirge nördl. von dem ca. 4000 Fuss hohen Tromsdalstind und am Skutvik-Stabben zwischen Malangen und Balsfjord treten Olivingesteine im Glimmerschiefer auf, mit sehr reichlichem frischem Olivin (oft viel Picotit führend), ausserdem Enstatit (Bronzit) und Erz; secundär erscheinen Talk, Chlorit, Serpentin (Pettersen, N. Jahrb. f. Min. 1876. 618 und 1877. 785; Helland ebendas. 1879. 422).

Grönländische Vorkommnisse, über welche Tschermak (Sitzgsber. Wiener Akad. LVI. 1867. 279) berichtet, sind bezüglich ihrer geologischen Stellung nicht bestimmt: Simnetak (mittelkörniges Gemenge von ölgrünem Olivin und stark glänzender rabenschwarzer Hornblende), Narkseitsiak (mittelkörnig, mit ölgrünem Olivin, Säulchen von Bronzit, wenig schwarzer Hornblende und Biotitblättchen).

Frischer Olivinfels vom Fontana-Pass zwischen Rhengeni und Drakhmani in der griechischen Landschaft Lokris, hält porphyrisch hervortretenden Diallag, welcher z. Th. in ein faseriges Product von rhombischer Orientirung umgewandelt ist, und u. d. M. noch Picotit (Becke in Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 475). Die Art der Lagerungsweise ist unbekannt. — Nahe dem Gipfel des Berges Ida in der kleinasiatischen Troas treten in Verbindung mit Hornblendeschiefern Talkschiefer auf, welche durch das allmähliche Eintreten von Olivin in kurzen Abständen übergehen in ein bei grosser Reinheit ungeschiefertes Aggregat von Olivin (Diller, Quart. journ. geol. soc. XXXIX. 1883. 627).

Von Losilwa, einem kleinen Hügel im Taveta-District am Südfuss des Kilimandscharo, beschreibt Hatch ein wahrscheinlich aus krystallinischen Schiefern stammendes Gestein von unvollkommener Schieferigkeit, bestehend aus lauter xenomorphen Individuen von nicht überwiegendem Olivin, grüner Hornblende und lachsfarbigem Hypersthen, mit etwas Magnetit und Spinell (Geolog. Magaz. (3) V. 1888. 257). — Mit Unsicherheit ist hier angereiht das goldführende Gestein von Otijimbingue im Damaraland, nach Scheibe »ein frischer Olivinfels«, wesentlich aus Olivin, Augit, Magnetit bestehend, neben denen Granat, Quarz, Gold (in gut sichtbaren zackigen Massen, mittlerer Gehalt daran 0,117%) auftreten, Z. geol. Ges. XL. 1888. 611.

In westl. Nordcarolina sind auf einer 250 km langen und 15—30 km breiten Zone zwischen Blue Ridge und Great Smoky Range überall sehr deutlich geschichtete linsenförmige Partieen von »Dunyte« concordant eingeschlossen; sie selbst sollen, namentlich an der Peripherie, auch Gneissschichten eingelagert enthalten (Julien, Proceed. Boston soc. nat. hist. XXII. 1882. 141; die mikroskopischen Untersuchungen sind nicht sonderlich eingehend). Der Dunit von dem Corundum Hill enthält frisch

40,25 SiO_2, 0,96 Al_2O_3, 2,71 Fe_2O_3, 5,97 FeO, 47,76 MgO (T. M. Chatard im Bull. U. S. geol. surv. Nr. 42. S. 45). Aus Nordcarolina erwähnt Wadsworth ölgrünen Olivinfels mit langen Tremolitnadeln, etwas Chromit, Talk und Chlorit von Franklin, sowie anderen Olivinfels mit etwas Diallag, Enstatit und Picotit von Webster.

Das Gestein der kleinen, kaum ¼ Mile langen Insel St. Paul, unter 0° 55′ 36″ n. Br. im atlantischen Ocean fast genau mittwegs zwischen Afrika und Amerika gelegen, wurde von Renard als ein ausgezeichneter Olivinfels erkannt; es ist eine grünlich-schwarze kantendurchscheinende schimmernde Masse, welche zum grössten Theil aus irregulären frischen Olivinkörnchen besteht (das Gestein hat nur 0,50% Glühverlust und 73,53 in HCl lösliche Theile); ausserdem Chromit, blassgrüne Hornblende und Enstatit, welcher lamellar mit monoklinem Pyroxen verwachsen ist und Olivinkörnchen umschliesst; stellenweise tritt eine streifige oder gebänderte Structur hervor; spec. Gew. = 3,287. Auf der Oberfläche und auf Spalten des Gesteins lagert von Guano abstammendes Kalkphosphat. Bei der Frage, ob das isolirte Gesteinsvorkommniss eine vulkanische Eruptivmasse oder ein insular auftauchendes Glied krystallinischer Schiefer ist, scheint Renard nach eingehender Discussion sich doch mehr zu der letzteren Auffassung hinzuneigen (N. Jahrb. f. Min. 1879. 390 und Annales de la soc. belge de microscopie, Bruxelles 1882).

Serpentin.

Die Benennung, abstammend von serpens, scheint von der einer Schlangenhaut vergleichbaren gefleckten Farbenzeichnung herzurühren; vielleicht hatte sie auch Bezug auf den früheren Gebrauch des Serpentins als Gegengabe gegen den Biss giftiger Thiere, namentlich der Schlangen; möglicherweise hat der Name erst letztere Verwendung angeregt. Ein älteres Synonym ist Ophit.

Der Serpentin bildet eine für das blosse Auge dichte, meist unrein grün gefärbte, im Bruch splitterige, wenig glänzende bis matte Masse von sehr geringer Härte, welche in chemischer Hinsicht wesentlich aus Magnesiasilicat mit beträchtlichem Wassergehalt besteht. Die Farbe des Gesteins wird durch den jeweiligen Gehalt an reiner Serpentinsubstanz, an Magnetit und Chlorit hervorgebracht: das Vorherrschen der reinen Serpentinsubstanz liefert gelbliche bis ölgrüne Farbe; bei reichlicher Gegenwart von feinvertheiltem Magnetit erhält das Gestein eine rabenschwarze Färbung (wie dies schon G. Rose für den S. von Reichenstein nachwies, Z. geol. G. XIX. 1867. 243), diejenige von Chlorit bedingt eine schmutzig grüne Farbe. Durch Umwandlung des Magnetits local in Eisenoxyd und anderswo in Eisenoxydhydrat nimmt das Gestein einen dunkelbraunen bis blutrothen Ton oder eine rostbraune Nüancirung an. Manchmal findet ein schneller Wechsel der Farben statt, indem verschiedene derselben als Flammen, Wolken, Adern, Flecken in einander auftreten.

Zuweilen besitzt der Serpentin makroskopisch eine feinkörnige oder undeutlich feinfaserige Structur. G. Rose beschreibt von dem Dorfe Uktuss bei der uralischen Kupfergrube Gumeschewskoi einen eigenthümlichen graulichgrünen Ser-

pentin, welcher aus einer Menge kleiner faseriger, durcheinandergewachsener Zusammensetzungsstücke besteht, wodurch auch ein ungewöhnlicher Glanz erzeugt wird (Reise nach dem Ural I. 244). Die Makrostructur ist bisweilen schieferig (Serpentinschiefer), bisweilen durchtrümert durch Schnüre von Chlorit oder Chrysotil, welche ein förmliches körperliches Netz bilden, dessen Maschen von Serpentin erfüllt sind. Absonderung in plattenförmige Gestalten ist ziemlich häufig, zwar meist wenig deutlich, aber oft mit grosser Regelmässigkeit auf weite Strecken anhaltend. Die Platten sind manchmal nur zolldick, die Fugen zwischen den einzelnen derselben dann wohl mit erdigem Talk oder sandigem Chlorit belegt, welche mitunter förmliche Zwischenlagen bilden. Transversale Klüfte durchziehen sehr oft die Platten; durch dieselben werden auch unregelmässig polyëdrische Absonderungsformen hervorgerufen. Häufig erscheinen die sog. »Flatzschen« (Naumann, Geogn. I. 491. 571), innig an und zwischen einander gefügte und gequetschte Formen von krummflächig begrenzter, sehr unregelmässiger, oft auch verbogen linsenförmiger Gestalt, zum Theil in sehr scharfe Kanten auslaufend, mit glatten, oft glänzenden, ausserdem aber manchmal striemigen oder gestreiften Flächen, die häufig von Pikrolith überzogen sind. Naumann erwähnt recht ausgezeichnete dünne schilfartige Säulen von Serpentin von Löbenhain in Sachsen (ebendas. I. 571), Fiedler kugelförmige Absonderungen von meist 3 Zoll Durchmesser am S. von Karysto an der s.ö. Spitze der Insel Euboea. Beide Absonderungsformen sind sonst sehr selten.

Zum Verständniss der Mikrostructur, des Gehalts an accessorischen Mineralien, der chemischen Zusammensetzung ist die Entstehung des Serpentins und sein Zusammenhang mit anderen Gesteinen von Belang: davon handelt daher zunächst das Folgende.

Im Jahre 1810 sprach Leopold v. Buch, aufmerksam gemacht durch das häufige Zusammenvorkommen von Serpentin und Gabbro die Vermuthung aus, dass der S. vielleicht nichts weiter sei, als ein Gabbro, in dem wegen allzugrosser Feinkörnigkeit die einzelnen zusammengemengten »Fossilien« nicht mehr erkennbar sind, oder wie er sich problematisch genug ausdrückt, dass es vielleicht nicht ohne Grund sei, wenn man im S. einen in Feinkörnigkeit eingesunkenen und mit Talk übermengten Gabbro sucht (Berl. Magaz. d. naturf. Freunde IV. 142. 148). Dieser hingeworfenen Idee wurde natürlich mit dem Bekanntwerden der chemischen Gegensätze zwischen beiden Massen der Boden entzogen.

Haidinger trat zuerst 1823 der durch L. v. Buch gegebenen Auffassung des Serpentins entgegen und glaubte denselben als eine wirkliche und besondere Mineralspecies dadurch erweisen zu können, dass er »krystallisirte« Bildungen desselben beschrieb. Diese Veröffentlichung bildete den Ausgangspunkt für die langwierige, erst nach mehreren Decennien endgültig entschiedene Streitfrage, ob der S. als Mineral eine eigene äussere Krystallform besitze oder nicht, wobei sich insbesondere die Discussionen an die ausgezeichneten und grossen Gestalten von Snarum knüpften. Aber schon gleich im Anfang der Erörterungen (1831) war es Breithaupt (Schweigger-Seidel's Jahrb. III. 281), welcher die Formen Haidinger's als dem Chrysolith (Olivin) angehörig erklärte, ihnen diejenigen von Snarum an die Seite stellte, und mit Recht vermuthete, dass auch die inzwischen (1830) durch Brater bekannt gewordenen »krystallisirten Serpentine« von Rudolfstein bei Hof hierher gehören möchten. Zu-

gleich lehrte Breithaupt mehrere andere Serpentinformen kennen, die sich mit jenen Olivingestalten nicht vereinigen liessen, und es war ihm damals schon unzweifelhaft, dass der S. zugleich die Krystallisation des Chrysoliths, Pyroxens und Amphibols auf eine Weise in sich vereinige, dass diese Formen sämmtlich als umgewandelte, als Afterkrystalle erscheinen. Der weitblickende Mineralog erklärte es für erlaubt, den stattgefundenen Process auch auf das Vorkommen des S. im Grossen anzuwenden und somit für denkbar, dass manche Serpentinlager vielleicht nichts anderes als Hornblende- oder Dioritlager gewesen. Auf Olivingesteine konnte er den Vorgang nur deshalb nicht ausdehnen, weil diese im unumgewandelten Zustand damals überhaupt noch nicht bekannt waren. Der Streit über die angeblichen Serpentinkrystalle von Snarum, an welchem sich u. A. Scheerer, Herrmann, Tamnau, Naumann, Blum betheiligten, wurde nun namentlich durch Quenstedt und G. Rose zu Ende geführt, welcher 1851 (Z. geol. Ges. III. 108) nachwies, dass ein solcher »Krystall« ein Gemenge von 30% Serpentin und 70% Olivin darstelle, und dass die letztere, wasserfreie Substanz noch den innerlichen Kern bilde. G. Rose gelangte zu dem Resultat, dass alle Krystalle, welche man als dem Serpentin angehörig aufgeführt habe, Pseudomorphosen seien, erborgte Formen von Olivin, Hornblende, Augit, Diallag, Chondrodit, Spinell, Glimmer, wie dies allerdings auch schon von anderen Forschern behauptet worden war; zugleich aber kehrte er auf die vor 20 Jahren in beschränkterem Sinne geäusserte glückliche Idee Breithaupt's wieder zurück, und hielt es für wahrscheinlich, dass auch das Gestein Serpentin, wo und in wie grossen Massen es auch vorkommen mag, nie eine ursprüngliche Felsart, sondern eine solche sei, die sich erst aus anderen Gesteinen durch spätere Zersetzungsprocesse gebildet habe. Vorbereitet war diese Auffassung durch mehrfache Beobachtungen über die bei solcher Gelegenheit sich einstellenden Übergänge. Breithaupt beschrieb 1854 (N. Jahrb. f. Min. 1854. 181) einen Gabbro, in dem der augitische Gemengtheil bisweilen ganz in S. umgewandelt und der Feldspath zum Theil auch in einen serpentinähnlichen Körper pseudomorphosirt war. An anderen Punkten schien die innige Verbindung mit Eklogit auf die Bildung einiger S.e aus diesen Gesteinen hinzuweisen. Hochstetter hatte 1854 (Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1) an dem S. der böhmischen Granulitgebiete eine Anzahl von Umständen beobachtet, welche dafür sprachen, dass die ursprünglichen Gesteine, aus welchen der S. dort entstand, Hornblendegesteine waren (was aber nach v. Camerlander für den dortigen S. von Prachatitz nicht zutrifft, indem dieser aus einem granatführenden Olivin-Augitgestein entstanden ist, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 124). Sandberger beobachtete Verbindungen von Diabas und S. in Nassau, von Diorit und S. im Schwarzwald, wo auch H. Fischer solche angegeben hatte, und Streng brachte die S.e der Baste am Harz mit dem dortigen Schillerfels in Verbindung. Von G. Bischof wurde um diese Zeit darauf hingewiesen, dass der S. zu den letzten Umwandlungsproducten der Mineralien gehöre, welche, den »gereiften Früchten des Mineralreichs« vergleichbar, nicht mehr, oder doch nur in sehr geringem Grade den Einflüssen der Atmosphärilien unterliegen.

Die wirkliche Erkenntniss derartiger Archetypen des S. jedoch, in denen der Olivin eine Hauptrolle spielt, blieb den Entdeckungen von olivinhaltigen Gesteinen vorbehalten, die sich im Anfang der sechziger Jahre in überraschender Weise folgten. Es ergab sich durch Des Cloizeaux und Damour (1862), dass der sog. Lherzolith der Pyrenäen vorwiegend aus Olivin besteht, in Norwegen erkannte Kjerulf selbständig den Olivinfels, v. Hochstetter lehrte 1863 den neuseeländischen Dunit kennen, man erinnerte sich des Olivingesteines aus dem tiroler Ultenthal u. s. w. Und viele dieser Massen waren mit Serpentin durch Übergänge verknüpft. Vor allem aber war es Sandberger, welcher die Kenntniss lehrreicher Fundpunkte in kurzer Zeit bedeutend vermehrte (N. Jahrb. f. Min. 1865. 449; 1866. 385; 1867. 171; 1871. 621). Die Fels-

massen der »schwarzen Steine« des Wallenfelses bei Tringenstein in Nassau fand er zum sechsten bis vierten Theil aus noch frischem körnigem Olivin bestehend, andere Olivingesteine ergaben sich unter den fränkischen Eklogiten (Konradsreuth), unter den Felsarten des ostbayerischen Grenzgebirges (Gugelöd, Grosssenget u. s. w.) und von Todtmoos im Schwarzwald. Durch das Studium der gegenseitigen Beziehungen begründete so Sandberger der Ansicht einen sicheren Boden, dass eben der Olivinfels das Urgestein des S. sehr vieler Localitäten sei; zugleich erkannte er, dass auch Olivin-Bronzitgesteine (wie am Peterlesstein bei Kupferberg in Oberfranken) das Material zur Entstehung des S. geliefert haben. Zu jener Zeit führte auch Tschermak die Serpentinbildung hauptsächlich auf die Zersetzung des Olivins zurück (Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 56. 1867. 283). U. d. M. fand er in Serpentinpräparaten unversehrte Olivinreste und charakteristische Mineralien, welche auch Sandberger schon so oft als Leitsterne gedient hatten. Die Reihe der Olivin führenden Gesteine vermehrte er um den Schillerfels und den daran besonders reichen Pikrit. Da jedoch die untersuchten S.e u. d. M. ein ziemlich gleiches Ansehen darboten, so schloss Tschermak, dass keineswegs alle diese und andere als olivinführend erkannten Gesteine selbst auch ihrerseits fähig seien, S. zu bilden. Die Übergänge dieser Gesteine z. B. von Olivingabbro in Serpentin, aus welchen man auf eine genetische Verknüpfung beider bisher geschlossen hatte, forderten daher eine andere Erklärung, welche Tschermak darin gab, dass jene Felsarten ehemals Übergänge in Olivinfels besessen hätten und dass letzterer allein in S. umgewandelt wurde. Wo also z. B. jetzt Olivingabbro in S. übergeht, da ist es nach dieser Auffassung nicht der erstere, welcher in den letzteren umgewandelt wurde, sondern ein vormaliger, mit dem Olivingabbro durch Übergänge verbunden gewesener Olivinfels.

Schien so nach den damaligen Erfahrungen lediglich der Olivinfels dazu geeignet, das Serpentingestein zu liefern, so wies J. Roth (Abhandl. Berl. Akad. 1869. 329) darauf hin, dass diese Auffassung zu beschränkt sei; aus der Schwerbeweglichkeit der Thonerde folgerte er den Satz, dass vermöge der chemischen Zusammensetzung von vorn herein allen thonerdefreien oder wenigstens sehr thonerdearmen Magnesiasilicaten — aber auch nur diesen — die Fähigkeit einer Serpentinisirung zuerkannt werden müsse. Ausser Olivin können daher nach ihm unter Umständen auch gewisse Augite, Diallag, Hornblende, Enstatit und Bronzit dasselbe stabile Hydrat liefern. Durch die chemisch-mikroskopischen Untersuchungen v. Drasche's (Miner. Mitth. 1871. 1) wurde es gleich darauf recht wahrscheinlich gemacht, dass S.e auch aus Gesteinen ihren Ursprung nehmen können, in denen von Olivin nicht eine Spur zu finden ist; nach ihm zerfallen die unter dem Namen S. aufgeführten Vorkommnisse in zwei Klassen, welche in ihrer chemischen Zusammensetzung sehr wenig, desto schärfer mikroskopisch verschieden sind. Die Mikrostructur der ersten Abtheilung von S.en lehrte, dass sie alle aus Olivingesteinen entstanden sind, in denen Olivin oft noch deutlich zu erkennen ist, und in denen als Begleiter Bronzit, Bastit und Diallag vorkommen. Ausser diesen eigentlichen S.en existiren noch »serpentinähnliche Gesteine«, deren mikroskopische Beschaffenheit durch den Mangel einer Maschenstructur und netzförmigen Vertheilung der Erzpartikel, sowie durch ein blätteriges Gefüge von der jener Serpentine abweicht, und die aus zwei mikrokrystallinen, nicht näher zu bestimmenden Mineralien, ferner aus etwas Diallag und Magnetit bestehen. (Später stellte sich heraus, dass diese letztere Gruppe vorwiegend aus augitischen Mineralien hervorgegangen ist.) — Auch schon vorher (1868) hatte Lemberg (Arch. f. Naturk. Livlands u. s. w. (1) IV. 378) gezeigt, dass man nicht weit genug gegangen war, wenn lediglich in Olivingesteinen der Prototyp des S. gesucht wurde, indem er constatirte, dass aus dunkelgrünem grosskrystallinischem Amphibolit von Selgapajalax auf der Insel Hochland S. mit schwachen Spuren von Hornblende hervorgehe. Ebenso hatte bereits Schlönbach (Verh. geol. R.-Anst. 1869. 267)

die S.e des mittleren Banater Gebirgsstocks mit Hornblendeschiefern in genetischen Zusammenhang gebracht.

Weiterhin wurden in jener Zeit durch Tietze die S.e des südlichen Banater Gebirgszugs fast zweifellos als aus olivinhaltigem und olivinfreiem Gabbro hervorgegangen betrachtet (Jahrb. geol. R.-Anst. 1872. 45), auch die S.e Bosnien auf denselben Ursprung zurückgeführt (ebendas. 275), wogegen für die croatischen die Entstehung aus Olivinfels dargelegt wurde.

Doelter (Min. Mitth. 1873. 13) hielt es auffallender Weise auch damals noch immer für völlig unentschieden, ob S. auch aus anderen Materialien als aus Olivinfels entstehen könne, und alle Pseudomorphosen des S. mit Ausnahme derjenigen nach Olivin galten ihm als zweifelhaft.

Von besonderer Wichtigkeit waren die von B. Weigand an den S.en der Vogesen angestellten Forschungen (Min. Mitth. 1875. 183), welche den stricten Nachweis lieferten, dass in der That auch Amphibol und Bronzit S. erzeugen können. Dadurch kamen die über 40 Jahre alten Angaben von Breithaupt, Hochstetter's vor mehr als 20 Jahren versuchte und fast vergessene Zurückführung der S.e des Böhmerwaldes auf Hornblendegesteine wieder zu Ehren. Auch Gümbel konnte bald darauf S.e des Fichtelgebirges als Abkömmlinge von Hornblendegesteinen nachweisen. Die Umwandlung des Bronzits in S. wurde ausser Weigand noch durch Dathe 1876 bestätigt; in S. umgewandelte Hornblende fand ferner Kalkowsky 1877 in den S.en des Eulengebirges; Diallag mit Beibehaltung der Structur in S. verändert, beobachtete Berwerth 1876 in verwittertem Gabbro von Rosignano bei Pisa.

Neben diesen die Gesichtspunkte erweiternden Wahrnehmungen wurden aber auch fortwährend neue Fundpunkte für den Zusammenhang des S. mit Olivingesteinen aufgedeckt oder specieller untersucht. 1873 wies F. Z. in dem S. von Greifendorf in der sächsischen Granulitformation sehr kleine Olivinreste nach. Und wie 1875 Macpherson im südl. Spanien das grosse Serpentingebiet der Serrania de Ronda auf Olivinfels zurückführte, so geschah dies fast gleichzeitig durch Pettersen für S.e des nördl. Norwegens.

Auch die Herleitung der S.e aus Amphibol erhielt später noch ab und zu ihre Bestätigung, so insbesondere 1883 durch G. Schulze, welcher in den eigentlichen S.en von Erbendorf in der Oberpfalz das Zersetzungsproduct eines Gemenges von Olivin und thonerdehaltigem Grammatit (local auch Bronzit) erkannte; wie schon Weigand fand, hat hier der Thonerdegehalt des Amphibolminerals Veranlassung zur Chloritbildung gegeben. In den Bergen der Umgebung von Matour (Joancrets und Saint-Bonnet des Bruyères) westl. von Mâcon gehen nach Michel Lévy feldspatharme amphibolreiche Diorite bisweilen in wirkliche S.e über und die mikroskopische Untersuchung lässt keinen Zweifel, dass der S. hier von der Hornblende herrührt (Bull. soc. géol. (3) XI. 295).

Daneben aber häuften sich die Nachweise von dem Hervorgehen des S. aus Pyroxenen; Lösch vermuthete 1880, dass der S. von Ssyssert im Ural aus einem Diallaggestein herstammt, gleichzeitig führte Cossa toscanische S.e 1880 auf Gesteine rhombischen Pyroxens zurück. An einigen alpinen S.en hat dann Hussak 1882 den Erweis geliefert, dass sie durch Umwandlung augitreicher Schiefergesteine entstanden sind und auch das Charakteristische der Structur solcher Serpentine hervorgehoben.

Die Serpentinmasse selbst erweist sich u. d. M. grossentheils als aus feinen Fasern zusammengesetzt, ähnlich, wie sie im Chrysotil auftreten. Liegen die Fasern parallel und sind sie nicht allzu zart, so lassen sie vielfach oder meist (nach Tschermak) erkennen, dass die Axe der kleinsten Elasticität senkrecht zur

Längserstreckung der Fasern, die der grössten parallel zur Faserung, der negative Winkel der optischen Axen sehr gross ist. Andere faserige Abarten, nämlich der Metaxit und Chrysotil von Reichenstein, gaben nach Websky (Z. geol. Ges. X. 1858. 281) und Reusch (Poggend. Ann. Bd. 127. 166) in Schnitten senkrecht zur Faserung Axenbilder, verhielten sich also positiv; auch Brauns (N. Jahrb. f. Min., Beilageb. V. 1887. 298), sowie Michel Lévy u. Lacroix (Min. des roches 1888. 278) führen für Chrysotil die Faserrichtung als positive spitze Bisectrix an. — Ausser diesen Fasern bildet der Serpentin aber auch häufig Blättchen und Leistchen, die nach der grössten Fläche vollkommene Spaltbarkeit wahrnehmen lassen. Die Axe der grössten Elasticität ist senkrecht zur Spaltebene, die Axe der kleinsten Elasticität parallel der Längserstreckung; die optischen Axen bilden um die Axe der kleinsten Elasticität einen spitzen Winkel von sehr schwankender Grösse; Dispersion $\varrho > v$; demnach sind die Blättchen und Leistchen optisch negativ. Vielfach lässt sich der Übergang von der Blättchen- und Leistchenform zu der Haar- und Faserform nachweisen. Die Fasern zeigen zwar nur eine schwache Lichtbrechung, aber die Doppelbrechung ist nicht unbedeutend, jedenfalls steht die Höhe der Polarisationsfarben nicht unter derjenigen des Chlorits. Bilden sehr feine Fasern ein verworren filziges Aggregat, so kann es geschehen, dass dieselben gegenseitig ihre optische Wirkung fast aufheben und das Aggregat durch Compensation isotrop erscheint.

Die Mikrostructur-Verhältnisse des Serpentins ergeben ein etwas abweichendes Bild, je nachdem er aus dem einen oder anderen Mineral hervorgegangen ist, so dass diese Erscheinungen mitunter als Anhaltspunkt für die Zurückführung gelten können, wenn auch keine Reste des Urminerals mehr als solche deutlich erkennbar sind.

Wenn der Serpentin aus Olivin entstand, so zeigt er die charakteristische Maschenstructur. Da wo man Veranlassung hat, zu glauben, dass die Serpentinisirung eines Olivinkorns recht normal verlaufen ist, bemerkt man zunächst ein Hauptnetz von irregulär angeordneten dunkleren Serpentinsträngen, deren Verlauf der ersten Zersplitterung und Rissbildung im Olivin entspricht; diese Bänder, oft fein lagenförmig und quergefasert, sind die Stellen, an denen das meiste Erz zur Abscheidung gelangt ist, welches deshalb eine netzförmige Vertheilung durch den Serpentin zeigt. Das Erz, mit dessen Ausscheidung auf den feinen Klüftchen des Olivins wohl der ganze Process begann, bildet vielfach Schnürchen in jenen Bändern. Eine bläuliche Färbung des Serpentins dürfte auf der Gegenwart höchst feinvertheilten Erzes beruhen. — Die Maschen dieses Haupt-Adernetzes bestehen aber nicht aus gleichmässig struirter Substanz, sondern innerhalb jeder derselben befindet sich gewissermassen wieder ein selbständiges secundäres kleineres Netz einander durchkreuzender schmalerer und sonst ähnlich beschaffener, aber erzarmer oder erzfreier oder das Erz nur in allerfeinster Vertheilung enthaltender Strängchen. Der Serpentin, welcher die Maschen dieses letzteren Netzes ausfüllt und den zuletzt alterirten Olivinresten entspricht, pflegt keine parallele Lagenstructur zu zeigen, oft mehr scheinbar blätterig als

faserig, ganz erzfrei und von hellerer Farbe, aber trüberer Beschaffenheit zu sein; die chromatische Polarisation ist hier viel weniger intensiv, diese Mittelfelder erscheinen manchmal zwischen gekreuzten Nicols fast ganz dunkel oder nur schwach aufgehellt.

Wenn Amphibolmineralien sich in Serpentin umwandeln, so knüpfen sich — was zunächst das äussere Ansehen anbetrifft — die anscheinend parallelfaserigen Serpentinschnüre anfangs an die Spaltrichtungen derselben und die Fasern stehen senkrecht auf dem Verlauf der letzteren. In einem Querschnitt der Hornblende gewahrt man daher zuvörderst solche Serpentinbänder, welche einander unter ca. 124° durchkreuzen, in einem Verticalschnitt parallele Bänder, welche aber ziemlich rechtwinkelig von einem System anderer durchkreuzt werden, die ihrerseits der Querabsonderung der Hornblende entsprechen. So entsteht also auch hier gewissermassen ein Netz, aber nicht von dem unregelmässigen Verlauf wie bei dem Olivinserpentin, sondern von rhombischer, rechtwinkeliger oder anderer regelmässiger Anordnung, je nach der Schnittrichtung. Die dadurch maschenähnlich abgetheilten Felder pflegen verworren faserig zu sein und zwischen den gekreuzten Nicols nur die schwache Polarisation eines verfilzten Aggregats zu liefern, wogegen die hindurchziehenden parallelfaserigen Schnüre mit ihren lebhaften Farben sehr deutlich abstechen. Schnüre von Erz fehlen hier gewöhnlich, die Kornpartikelchen des letzteren sind mehr zu einzelnen Häufchen concentrirt. Diese recht charakteristische Structur wurde von Weigand die Gitter- oder Fensterstructur genannt (Min. Mitth. 1875. 198). Doch braucht diese Structur sich nicht nothwendig einzustellen, wie denn G. Schulze beobachtete, dass in dem S. von Erbendorf in der Oberpfalz der Grammatit, welcher in allen Stadien der Umwandlung zu Serpentin vorkommt, dabei ein ganz regelloses Haufwerk von Blättchen ohne (Maschen und) Gitter lieferte (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 446). Andererseits kann auch der Bronzit auf Verticalschnitten bei der Serpentinisirung eine ganz ähnliche rechtwinkelige Gitter- oder Leiterstructur liefern, wie ein Verticalschnitt von Hornblende; die Querschnitte der letzteren sind daher besonders charakteristisch.

Doch hat Patton bei der Untersuchung des sich in Serpentin umwandelnden Tremolits später nachgewiesen, dass es bei jenen anfangs gebildeten anscheinenden Fasern, welche in Querschnitten als Ausfüllung der prismatischen Spalten senkrecht zu den Spaltrissen stehen, in Verticalschnitten aber nicht senkrecht sondern parallel zu diesen Spaltrissen gerichtet sind, sich überhaupt nicht um Fasern, sondern vielmehr um dünne parallele rhombische Tafeln handelt, deren c-Axe parallel der krystallographischen Verticalaxe c des Tremolits geht, deren a senkrecht, und deren b parallel der Spaltfläche ∞P des Tremolits steht. Beim weiteren Fortschreiten der Umwandlung gehen auch die zwischen den so gebildeten Adern gelegenen inneren Tremolitpartieen theils in ein feinkörniges, fast isotrop aussehendes Aggregat, theils in einheitliche Serpentinsubstanz über, welche eine andere optische Orientirung als die Adern zeigt. Im Querschnitt des Tremolits löscht sie diagonal zu dessen Spaltrissen aus, im convergenten polarisirten Licht tritt eine positive Bisectrix aus, deren zugehörige Axen im Klinopinakoid des Tremolits liegen. Im Verticalschnitt löscht dieser Serpentin gerade aus und zeigt den Austritt einer negativen Bisectrix. Die

Hauptmasse des Tremolits war daher in eine vom Bastit nicht wohl zu unterscheidende Substanz umgewandelt (Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 95).

Noch anders ist die Structur des compacten Serpentins, wenn derselbe aus Pyroxenmineralien (Enstatit, Bronzit, Augit, Diallag) hervorgegangen ist. Es entwickelt sich hier die sog. gestrickte oder Balkenstructur, indem die Serpentinsubstanz selbst aus einem oft nahezu rechtwinkeligen Balkennetz besteht, wobei die Balken aus lauter parallelen Fäserchen gebildet werden, welche senkrecht auf die Längsaxe der einzelnen Balken angeordnet sind. Diese gerade auslöschenden Fasern zeigen Pleochroismus zwischen gelbgrün und blassblaugrün, je nachdem dieselben parallel oder senkrecht zur Schwingungsrichtung des unteren Nicols liegen. Charakteristisch ist für solche Balkenserpentine, dass einerseits die Maschenstructur des Olivinserpentins und die entsprechende Erzvertheilung, andererseits Picotit völlig fehlt. Eine ähnliche gestrickte Structur zeigen auch dünnblätterige schieferige S.e, zu denen der Antigorit gehört; nur sind es hier zufolge Hussak, welcher zuerst die Abstammung der so struirten Serpentine aus Pyroxengesteinen darthat, keine Faserbalken, sondern Blättchen, welche oft auf grössere Strecken hin recht regelmässig in zwei auf einander senkrechten Richtungen hin orientirt sind. Die Blättchen sind optisch zweiaxig mit kleinem Axenwinkel, die negative spitze Bisectrix steht senkrecht auf der Blatt- oder Spaltfläche; deutliche Dispersion der Axen $\varrho > v$; der Pleochroismus ist ziemlich kräftig, lauchgrün, wenn das Licht parallel, farblos, wenn es senkrecht zu den Spaltdurchgängen schwingt. Diese »Balkenstructur« ist zuerst von v. Drasche 1871 an den »serpentinähnlichen Gesteinen« von Windisch Matrey beschrieben, aber damals noch nicht auf die frühere Gegenwart von Pyroxenen zurückgeführt worden; auch Becke erwähnt sie 1878 in griechischen S.en, ohne sie auf ehemalige Pyroxene zu beziehen; erst Hussak hat sie in ihrer Bedeutung erkannt (vgl. Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 65; ferner auch Cathrein, N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 152).

Die Gesteine, aus welchen der Serpentin hervorgegangen ist und deren frühere Verbreitung dadurch erwiesen wird, sind in erster Linie:

An Olivin reiche Gesteine, dazu auch pyroxenführende Olivingesteine (wie Lherzolith, Pikrit, Bronzit-Olivingestein) sowie amphibolführende;
Olivinführende Hornblendegesteine;
Reine Amphibol (Strahlstein, Tremolit-) -Gesteine;
Olivinführende Pyroxen (Enstatit, Bronzit, Augit, Diallag-) -Gesteine;
Reine Pyroxengesteine, z. B. Enstatitgesteine, Diallaggesteine, sowie granathaltige dieser Art.

In Folge dieser Erkenntniss der Herkunft der Serpentine dürfte den von Volger und Sterry Hunt aufgestellten Ansichten, dass dieselben Umwandlungsproducte von kieseligen Dolomiten und Magnesiten seien, die Berechtigung in etwa entzogen sein. Ganz allein für sich steht die Angabe von G. F. Becker, dass die S.e, welche in Californien zwischen Clear Lake und New Idria ein Gebiet von ca. 1000 Q.-Miles zusammensetzen, entweder direct oder durch andere Umwandlungsphasen hindurch

aus Sandsteinen hervorgegangen seien, indem auch Quarz, Feldspath, Apatit u. s. w. sich in Serpentin umgewandelt hätten (VIII. ann. Rep. U. S. geol. survey, 1889. 970).

Die in dem Serpentin theils makroskopisch, theils mikroskopisch erkennbaren Mineralien sind: a) noch erhaltene hinübergerettete Gemengtheile des Ursprungsgesteins; da die meisten der ursprünglichen Gemengtheile der Umwandlung länger widerstehen als Olivin, so können sie sich auch da noch in wohlerkennbaren Individuen oder Resten finden, wo der Olivin längst in Serpentin übergegangen ist, und nur noch in der Maschenstructur des letzteren ein Anzeichen seines ehemaligen Daseins vorliegt; b) Umwandlungsproducte solcher Gemengtheile; c) Ausscheidungsproducte aus denselben; d) Umwandlungsproducte des secundären Serpentins. Es gehören hierher:

Olivin (a), nur u. d. M. noch aufzufinden.

Enstatit und Bronzit (a), vielfach makroskopisch; auf Sprüngen serpentinisirt, und dadurch scheinbar in einzelne Stücke zerlöst, von Serpentinfleckchen durchwoben, an den Rändern nicht scharf abgegrenzt, in die umgebende Masse verschwimmend; mehr oder weniger umgewandelt in Schillerspath, Bastit und Phaestin (b); z. B. Kraubat, Todtmoos, Saaser Thal im Wallis, Lizard in Cornwall, Girwan in Schottland; in den sächsischen Bronzitserpentinen 1—2 cm lang. Auch wohl umgewandelt in niedrig lichtbrechende aber sehr stark doppeltbrechende Schüppchen von Talk. — Diallag (a) und die bastitähnlichen Producte seiner Umwandlung, mit ähnlichen Erscheinungen, wie die vorigen; in den Vogesen oft über 1 cm lang; reichlich und gross bei der Anninski'schen Wäsche unweit Miask (G. Rose, Reise nach d. Ural II. 164); Gegend von Florenz, namentlich am Monte Ferrato bei Prato. — Andere monokline Pyroxene, wie Salit, Chromdiopsid (a) gewöhnlich nur mikroskopisch.

Amphibole, braune Hornblende, Grammatit und Tremolit, Strahlstein, gewöhnlich nur mikroskopisch, bald primär, bald secundär; secundär kann Amphibol z. B. aus Granat hervorgehen, wie dies Weigand für den S. von Bonhomme darthat. Filzige Tremolitaggregate können sich weiterhin in Talk umsetzen. Im dichten Olivinserpentin von Neu-Sangerberg u. von Marienbad liegen reichlich porphyrähnlich bis 20 mm lange, bronzitähnlich gefärbte (primäre) Tremolite (Patton). Ein S. vom Cap Argentaro in Italien enthält aus Diallag secundär entstandenen Krokydolith.

Granat, häufig makroskopisch in Körnern bis zur Grösse einer Haselnuss, z. B. Zöblitz und Waldheim in Sachsen, Alp la Mussa in Piemont. Die Granaten sind von wechselnder Zusammensetzung, vielfach liegt die Varietät des Pyrops vor. Delesse beobachtete concentrisch-schalige Granatkörner, bei denen eine rothe Schale einen grauen Kern umhüllt. Uwarowitähnlichen grün durchsichtigen chromhaltigen Granat führt nach Breithaupt und Sam. Roth der S. von Dobschau in Ungarn; grünen Granat fand Becke im S. von Kürbül in Thessalien. Die Granaten werden wohl von einer lichtgraubraunen radialstrahligen Zone umgeben (Schrauf's Kelyphit, vgl. dar. I. 366). Umgewandelt ist der Granat mehr oder weniger vollständig in Chlorit, z. B. zu Zöblitz, Böhrigen und Greifendorf

in Sachsen (Lemberg, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 534), am Col de Pertuis, bei Higuerote unfern S. Pedro in der Gegend von Caracas; auch in strahligen pfirsichblüthrothen (und grauen) Kämmererit (Rhodochrom) im S. von Gurhof bei Aggsbach in Österreich und Zöblitz (zufolge Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1866. 394); ferner selten in Hornblende, wie nach Weigand am Col de Maréchal bei Bonhomme in den Vogesen, nach Becke im S. aus dem niederösterreich. Waldviertel. — Glimmer, bei Zöblitz in strahlig-blätterigen Kügelchen bis zu Erbsengrösse, Felling bei Krems in Österreich. — Apatit, nicht eben häufig. — Plagioklas sehr selten, z. Th. verändert in Saussurit, Pseudophit und Pyknotrop; ein durch Teall im S. von Rill Head (Lizard) angegebener Feldspath erwies sich nach Bonney als Diallag mit polysynthetischer Zwillingsstreifung (Geol. Magaz. 1887. 65).

Magnetit, nicht selten schon makroskopisch, z. B. in den Vogesen, am Matterhorn, am Breithorn im Zillerthal, im Ural; mikroskopisch oft sehr reichlich, wobei ein Theil desselben ohne Zweifel ein Ausscheidungsproduct bei Umwandlungen ist. Der Magnetit wird in dem Maasse häufiger, als die Serpentinbildung fortschreitet. Die Erzpartikel zeigen bei der Maschenstructur der Olivinserpentine vielfach eine netzartige Vertheilung; Anordnung in parallelen Reihen pflegt sich da einzustellen, wo Diallage oder Bronzite serpentinisirt wurden. Serpentinfelsen, ja Serpentinhandstücke können so ablenkend auf die Magnetnadel wirken (S. von Zell im Fichtelgebirge, von Anninski im Ural; vgl. auch I. 560). Grosse Nester und Stöcke von Magneteisen finden sich in den alpinen und nordamerikanischen S.en. — Titaneisen. — Chromit, sowohl makroskopisch in grösseren Körnern als mikroskopisch, z. B. körnerweise eingesprengt und als Putzen im S. des ungarischen Bezirks Alt-Orsova (Alfr. Hofmann, N. Jahrb. f. Min. 1873. 873), Kraubat in Steiermark, Hrubschitz in Mähren, Charme, la Mousse und Goujot in den Vogesen (hier findet sich nach Delesse der Chromit auch in den Granaten, in denen er bald unregelmässig zerstreute, bald in concentrischen Zonen angeordnete Körnchen bildet), auf den Shetlands-Inseln Unst und Fetlar, Portsoy in Schottland, Hartford und Barehills bei Baltimore in Maryland, und an vielen anderen Punkten in Nordamerika, vielorts im Ural. Auch sind fast alle Chromeisenerzlager an den S. gebunden. Die körnigen Chromitmassen des S. von Kumi auf Euboea führen auf Hohlräumen schön smaragdgrüne Dodekaëder von Uwarowit (Becke). — Picotit und Chromspinell (a), nicht selten; grössere Körner werden nach der Beobachtung von Becke häufig von einer Rinde opaken Magnetits umgeben. Wenn auch keine als Chromit oder Picotit zu deutende Gemengtheile in den S.en erblickt werden, so hinterlässt doch oft der magnetische Theil der letzteren nach dem Behandeln mit HCl einen unlöslichen Rückstand, welcher der Boraxperle sowohl im Reductions- als im Oxydationsfeuer die intensiv smaragdgrüne Chromfärbung ertheilt.

Chlorit und Talk (b), hervorgegangen aus Hornblenden, Augiten, Granaten; der Chlorit ist manchmal etwas chromhaltig und magnesiareich; die farblosen, stark doppeltbrechenden Blättchen und Schuppen des Talks, im convergenten

polarisirten Licht anscheinend optisch einaxig und negativ, finden sich namentlich gern in Pyroxenserpentinen. Sehr viele stark umgewandelte Serpentine sind zur Hauptsache Aggregate von Serpentin, Chlorit und Talk. Auch Körnchen und Kryställchen von Magnesit erscheinen u. d. M. in vielen S.en, mit Vorliebe längs der Erzschnüre angesiedelt. — Staurolith wurde von Hussak im grünen Serpentinschiefer von Sprechenstein, s.ö. Sterzing in Tirol gefunden. — In einem aus Olivingestein hervorgegangenen S. von Syracuse, New-York, befand G. H. Williams kleine durchsichtige gelbe und isotrope Kryställchen als Perowskit, dessen Natur auch durch die Analyse bestätigt wurde (Am. journ. sc. XXXIV. 1887. 137). — Winzige Korundkörner liegen zufolge Schuster im S. westl. von Nevada City. — Eisenkies, Arseneisen (z. B. etwas goldhaltig im S. von Reichenstein in Schlesien), Arsenkies, Eisenglanz (nach Delesse in mikroskopischen Krystallen am Bressoir beim Col du Bonhomme). — Gold, z. B. nach G. Rose bei Kyschtimsk im Ural, nach Diday in den S.en nördl. von Genua am Abhang der Bochetta. — Das Platin des Urals ist nach v. Helmersen und G. Rose höchst wahrscheinlich ursprünglich im S. eingewachsen; in den Platinseifen von Nischne-Tagilsk fanden sich Serpentinstücke mit eingewachsenem Platin und Chromit (G. Rose, Reise n. d. Ural 1842. II. 543). Daubrée bestätigte, dass es hier aus einem serpentinisirten Gemenge von Olivin, Diallag und Chromit stammt (Bull. soc. géol. (3) III. 1875. 341) und macht wahrscheinlich, dass auch das Platin aus den Seifen Neuseelands und Borneos aus S. herrührt (Géologie expérim. 1879. 548). — Fein eingesprengt in einem antigoritähnlichen S. und daraus sowie aus den benachbarten Olivingesteinen stammend fand G. Ulrich tellurisches Nickeleisen (Awaruit, $2\,Ni + Fe$) als kleine Plättchen und Körnchen in den Goldseifen des George River u. a. Flüsse an der Westküste der Südinsel Neuseelands.

Ausserdem findet sich noch eine grosse Menge anderer Mineralsubstanzen secundär als Trümer, Adern und Nester, auf Spalten, Klüften und Hohlräumen, als da sind: Chrysotil, der Asbest der Serpentine, edler Serpentin, Pikrolith, Metaxit, welche wohl nur als Regenerationen des S. in Klüften zu betrachten sind. »Die faserigen Serpentinasbest-Trümer durchschwärmen den Serpentin gerade so, wie die faserigen Gypstrümer den dichten Gyps« (Naumann); schön bei Reichenstein in Sachsen, wo die chemische Untersuchung die Identität beider Substanzen dargethan hat; auch Delesse hat in den Vogesen durch vergleichende Analysen dasselbe Resultat erlangt: am ausgezeichnetsten auf Staten-Island in Nordamerika. Solche Trümer bilden oft ein förmliches Netzwerk im S. Eine gute Zusammenstellung der Charakteristik von Chrysotil, Metaxit und Pikrolith gab A. Brauns im N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 1887. 294. — Chlorit bisweilen in mächtigen Trümern und Nestern. Nach H. Müller wird der Serpentinstock von Greifendorf allerorts von 1 L. bis 3 F. dicken Chloritgängen in unzähliger Menge durchschwärmt; nach Naumann in dem Serpentingang von Tirschheim in Sachsen. G. Rose beobachtete Lager von Chloritschiefer im S. in der Nähe von Jekaterinburg, Tschaikowski ein 20 Lachter mächtiges solches Lager an der

Patruschicha, einem Nebenfluss des Uktuss (Reise n. d. Ural I. 173). — Kalkspath, Dolomitspath, sog. Gurhofian (dichter Dolomit, zu Gurhof, Karlstätten und Els in Österreich), Magnesit, Nemalit (in den Vogesen bei Ste. Sabine) und Brucit (in den Vogesen bei Goujot) selten; Hydrotalkit (Völknerit, bei Snarum in Norwegen); Dermatin und Pyknotrop (durch Magnesia-Zufuhr umgewandelter Feldspath) zu Waldheim in Sachsen; Marmolith (Kraubat, Hoboken in New-Jersey, Blandford in Massachusetts, Orijärfvi in Finnland); Seifenstein (Soapstone), namentlich in der südöstl. sich abzweigenden Halbinsel von Cornwall bei Kynance und Mullion Gänge im S. bildend; Kerolith (Kosemütz in Schlesien, Hartmannsdorf und Zöblitz in Sachsen). Die meisten dieser Mineralien sind gleichfalls wasserhaltige Magnesiasilicate. Auch Tremolit bildet hin und wieder schmale Gangausfüllungen. — Quarz, Chalcedon, Jaspis, Chrysopras, Halbopal, Hyalit; die Halbopale zeichnen sich vielfach durch einen Gehalt an MgO (bis zu 8%) aus; auch ist die theilweise ausgelaugte Serpentinmasse selbst wohl innig durchtränkt mit Opal (solche Zwischenglieder zwischen Serpentin und Opal bezeichnet Schrauf als Siliciophite) oder ganz durchsprenkelt und durchzogen von Carbonaten. Eine Verkieselung eines S. zu einem Aggregat kleiner Quarzindividuen, welche Eisenoxyd zwischengelagert enthalten, wird durch v. Foullon von Rhodus beschrieben. — Der bisweilen auf Klüften sitzende secundäre Granat, wozu auch der Uwarowit gehört, ist, wie dies Brauns (Z. geol. Ges. XL. 1888. 477) wahrscheinlich machte, wohl auf den Augit zurückzuführen.

Kupfererze sind häufig mit S. vergesellschaftet. Gediegen Kupfer findet sich vielfach, z. B. in Cornwall, wo bedeutende Nester davon vorgekommen sind; zu Guldholmen bei Moss in Norwegen; auf der Shetlands-Insel Yell. Der S. des Monte Ramazzo bei Genua enthält in grosser Menge Kupferkies, nierenartige Concretionen von Kupfererzen mit thonig-talkigen Hüllen liegen im S. der Rocca Sillana bei Pisa, die Kupfererzlagerstätten von Monte Catini in Toscana stehen nach Fr. Hoffmann, Burat und Hamilton, die von Arghaneh-maden in Kurdistan nach Warington Smyth mit S.en in Verbindung. S. mit eingesprengtem gediegen Kupfer erwähnt Ulrich von einem Punkt zwischen Nelson und den Dun Mts. auf Neuseeland.

Reste des Gesteins, aus welchem der S. hervorgegangen, finden sich nicht selten in wohlerkennbarem Zustande in letzterem, z. B. grössere Massen von nur wenig umgewandeltem Olivinfels.

Die empirische Formel der eigentlichen Mineralsubstanz Serpentin ist $(Mg, Fe)_3 Si_2 O_7 + 2 H_2O$, oder vielmehr, da das Wasser erst beim Glühen (die eine Hälfte allerdings schon in schwacher, die andere erst bei längerer und stärkerer Gluth) entweicht $H_4(Mg, Fe)_3 Si_2 O_9$, welcher, bei einer Berechnnng blos auf MgO, entspricht die Zusammensetzung: 43,50 SiO_2, 43,46 MgO, 13,04 H_2O; doch ist stets etwas des entsprechenden Eisenoxydulsilicats vorhanden, dessen Gegenwart den Magnesiagehalt mehr als den Kieselsäuregehalt hinabdrückt; die Menge des FeO steigt bis auf 8 und sogar über 13%. Im Kolben gibt der eigentliche Serpentin Wasser und schwärzt sich; v. d. L. brennt er sich weiss und

schmilzt nur schwer an den schärfsten Kanten; von heisser HCl, noch leichter von SO_3 wird das Pulver vollkommen zersetzt, unter Abscheidung von Kieselsäure-Gallerte.

Das Serpentingestein entfernt sich immer mehr oder weniger von jener Zusammensetzung, theils weil die Serpentinisirung der dazu fähigen Gemengtheile noch nicht vollendet ist, oder einen etwas anderen Verlauf nahm, theils weil noch neben dem S. unumgewandelte Partieen von Mineralien vorhanden sind, welche überhaupt einer Serpentinisirung nicht unterliegen. Im Folgenden sind einige neuere Analysen angeführt, da die älteren meist FeO und Fe_2O_3 nicht getrennt haben.

I. Vom Bonhomme in den Vogesen, dunkelschwärzlichgrün, aus vorwaltendem Olivin entstanden, mit Olivinresten, Picotit (?), selten Granat, der in Hornblende oder Chlorit umgewandelt ist; Spuren von Alkalien sowie von NiO und Cr_2O_3; Weigand.

II. Germagnano, Monte Basso in Piemont, graulichgrün, aus Enstatit-Olivingestein (Lherzolith) entstanden, mit Resten dieser Mineralien; sp. G. 3,116; Cossa.

III. Vom Kühstein bei Erbendorf in der Oberpfalz, grünlichgrau, aus Olivin und Grammatit hervorgegangen, mit Resten dieser Mineralien, ausserdem Chlorit, Magnetit, in HCl unlösliches chromhaltiges Erz; hält noch 0,86 CO_2; G. Schulze.

IV. Vom Gumberg bei Frankenstein in Schlesien; entstanden aus Olivin und Hornblende, mit Resten des ersteren und strahlsteinähnlichen Hornblendenädelchen, bisweilen Talk; sp. G. 2,91; Traube.

V. Rauenthal bei Lingoutte, Vogesen, aus einem Hornblendegestein entstanden, welches 46,41 SiO_2, 6,73 Al_2O_3, 4,65 Fe_2O_3, 2,11 FeO, 10,64 CaO, 26,25 MgO, 3,58 H_2O enthält; führt etwas Chlorit und Magnetit; Weigand.

VI. Steinberge bei Jordansmühl in Niederschlesien, aus Diallag entstanden, mit Picotit und Nephritschnüren; die als Cr_2O_3 aufgeführten 0,62 % gehören zu Chromspinell; Traube.

VII. Von Sprechenstein bei Sterzing in Tirol, Serpentinschiefer, entstanden aus Augiten, welche sich in Antigorit und Chlorit umgesetzt haben; führt noch Salit, Magnetit, spärlich Diallag und Staurolith; Hussak.

VIII. Vom Breitenberg bei Waldheim in Sachsen, dunkelgrün, entstanden aus granatreichem Pyroxengestein; führt viel Granat, wenig Olivin, ferner Enstatit, Diallag, Chromit; Leukart.

IX. Von Rio Alto auf Elba, aus Bronzit-Olivingestein hervorgegangen, mit zersetzten Bastit-Individuen; sp. G. 2,61; Cossa.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
SiO_2	41,13	41,66	41,63	41,13	36,94	40,09	40,55	43,65	39,58
Al_2O_3	0,84	4,25	1,46	1,05	1,35	2,23	2,70	2,21	—
Fe_2O_3	3,86	2,95	3,85	3,44	6,87	2,82	10,40	9,84	7,65
FeO	2,77	10,38	4,67	6,43	3,96	5,29	—	2,04	4,13
MnO	Spur	—	Spur	—	—	1,02	—	—	Spur
CaO	Spur	1,76	3,57	0,64	1,39	0,98	4,40	5,07	Spur
MgO	41,88	34,82	33,97	33,67	36,02	35,14	33,59	31,59	36,37
Cr_2O_3	Spur	0,32	1,20	Spur	—	0,62	—	—	Spur
H_2O	10,88	4,95	9,02	10,48	13,09	12,33	9,32	5,80	12,72
	101,36	101,09	99,37	99,84	99,62	100,52	100,96	100,20	100,45

Der Chromgehalt ist es wohl, welcher nach Vogel (Münch. gel. Anz. Bd. 19. 1844. 15) und Süersen (Journ. f. pr. Chem. Bd. 31. 1844. 486) die grüne Farbe bedingt. Einige S.e enthalten auch etwas NiO. Der Wassergehalt schwankt natürlich sehr je nach der Quantität der vorhandenen noch nicht zu S. (oder Chlorit) umgewandelten oder überhaupt nicht dieser Alteration fähigen Mineralien. Die charakteristische Niedrigkeit des Thonerdcgehalts hängt damit zusammen, dass überhaupt nur thonerdefreie oder thonerdearme Silicate S. liefern können; theoretisch müsste er um so kleiner sein, je mehr der S. auf Olivin (und Enstatit) zurückzuführen ist. Insofern müsste auch mit einem sehr geringen Gehalt an Al_2O_3 ein sehr geringer an CaO Hand in Hand gehen (I, IV), und umgekehrt (VII, VIII), da der Kalkgehalt mit nicht thonerdefreien Silicaten (wie Diallagen, Hornblenden, Granaten) zusammenhängt. Sehr bezeichnend und im Einklang mit der Natur der Urgesteine ist ferner die übliche Abwesenheit der Alkalien.

Manche Serpentine enthalten $CaCO_3$ und $MgCO_3$; Sterry Hunt fand in einem von Oxford in Canada 10,76% $CaCO_3$ mit sehr geringer Menge von $MgCO_3$; ein dolomitischer S. von Brompton Lake bei Oxford lieferte 51,9% Serpentin und 48,1% Dolomit; auch Magnesitserpentine wurden von ihm in Canada nachgewiesen. Nach G. P. Merrill kommen in Essex Co., New-York, körnige Gemenge von vorwaltendem Serpentin mit Calcit und Dolomit vor.

Der chemische Process bei der Serpentinisirung des Olivins ist nicht ganz so einfach, wie es auf den ersten Blick scheinen will. Handelte es sich allein um eine Aufnahme von Wasser, so müsste sich das Volumen dabei sehr vergrössern; dass dies aber nicht, oder nur in unerheblichem Maasse geschieht, zeigen die Contouren der ausgezeichneten Pseudomorphosen und die Erscheinung, dass in dem serpentinischen Aderngeflecht die alten Olivinpartikel eines einzigen Individuums ihre Lage nicht verändert haben, wie ihre gleichmässige Polarisation erweist. Ausser der Wasseraufnahme muss vielmehr auch eine Abscheidung von MgO (sowie von FeO) und wahrscheinlich von SiO_2 vor sich gehen. Diese Veränderung ist wohl nicht durch reines Wasser erfolgt, da sowohl das Magnesiumhydroxyd, als die Magnesia, welche dann fortgeführt werden müssten, so gut wie unlöslich im Wasser sind; viel wahrscheinlicher wird sie durch kohlensäurehaltiges Wasser bedingt, wie schon Blum vermuthete. R. Müller fand (Min. Mitth. 1877. 36), dass bei der Einwirkung von kohlensäurehaltigem Wasser auf Olivinpulver ein Theil der SiO_2, ein Theil der MgO und das meiste FeO in Lösung gingen und dass in dem ungelösten Rest SiO_2 und Basen ungefähr in der gegenseitigen Proportion stehen wie bei dem Serpentin, abgesehen von dem Wassergehalt. Bei der Umwandlung des Bronzits in Serpentin muss ausser der Wasseraufnahme entweder SiO_2 fortgeführt oder MgO aufgenommen werden. Vielleicht kann es die aus dem Olivin ausgeschiedene Magnesia sein, welche von benachbartem Bronzit zur Serpentinisirung verbraucht wird. Auch für die Serpentinisirung der Hornblende, bei welcher es sich ebenfalls um eine Zufuhr von Magnesia handelt, ist jene ausgeschiedene Magnesia möglicherweise von Belang gewesen.

Der Serpentin bildet einerseits entschiedene Lager, namentlich in krystalli-

nischen Schiefern, andererseits aber auch — in viel selteneren Fällen — Massen von eruptivem Charakter; diese doppelte geologische Rolle kann nicht auffallen, da die Gesteine aus denen er hervorging, z. B. Olivingesteine, selber eine solche zwiefache Stellung einnehmen. Dass S.e trotz ihres oft massigen Aussehens krystallinischen Schiefern als zugehörige Glieder concordant eingeschaltet sind, wurde wohl zuerst von Cžjžek in seinen »Erläuterungen zur geolog. Karte d. Umgeb. von Krems und v. Manhartsberge, Wien 1853. 69« hervorgehoben; sie waren nach ihm »früher ein Theil der krystallinischen Schiefer, der durch eigene Entwickelung erst in Serpentin verwandelt wurde«.

Was die Übergänge des Serpentins betrifft, so sind diejenigen selbstverständlich, welche in die S. 384 genannten Mineralaggregate und Gesteine stattfinden, aus denen er sich entwickelt hat. Die Übergänge von diallagführendem S. in Gabbro, von denen in der älteren Literatur viel die Rede ist, sind wohl mit Tschermak so zu deuten, dass der S. hier gar nicht eigentlich als solcher insofern in den Gabbro übergeht, als er ein Umwandlungsproduct desselben darstellt, sondern er sich aus einem feldspathfreien olivinreichen Gestein entwickelt hat, welches seinerseits mit dem Gabbro einstmals durch Übergänge in Verbindung stand. Dass wirklich Plagioklas fähig sei, sich in S. umzuwandeln, scheint nie bestimmt nachgewiesen worden zu sein; ein Durchzogensein von serpentinischen Adern ist natürlich nicht hinreichend, eine solche Metamorphose zu bezeugen. — Ähnlich verhält es sich auch mit den »Übergängen« des Eklogits in granatführenden S.

Bei der folgenden Übersicht über die Vorkommnisse sind die geologisch dem Complex der krystallinischen Schiefer angehörigen und die thatsächlich oder wenigstens allem Anschein nach unter eruptiven Lagerungsverhältnissen auftretenden Serpentine zusammengefasst, die letzteren aber durch ein Sternchen ausgezeichnet; dieselben würden also im Grunde genommen ihren Platz unter der auf S. 119 angegebenen Rubrik finden müssen. Das entschiedene Vorwalten der unter die erstere Kategorie fallenden ist der Grund dafür, dass die Serpentine überhaupt an dieser Stelle und nicht unter den eruptiven Massengesteinen besprochen wurden; eine gesonderte Behandlung an beiden Orten lässt sich ohne vielfältige Wiederholungen nicht durchführen.

Die der *sächsischen* Granulitformation eingelagerten Serpentine sind: a) Granatserpentin mit bis erbsengrossen, vielfach chloritisirten Granaten, hervorgegangen aus einem mehr oder weniger granatreichen Pyroxenfels mit accessorischem Olivin, Enstatit und Amphibol; der fast farblose Augit wurde früher irrthümlich für Olivin gehalten. Der S. führt auch u. d. M. braune Hornblende, Strahlstein, Biotit und Chromit. Diese dünnplattig geschichteten S.e gehören einem tieferen Niveau der Granulitformation an, welches sich gleichzeitig durch seine zahlreich eingelagerten Pyroxengranulite auszeichnet; u. a. zu Hartmannsdorf, Herrenheide, Oberfrohna, Zschöppigen, Greifendorf u. s. w. b) Bronzitserpentin, mehr dunkelfarbig, mit messingglänzenden, vielfach etwas getrübten und fein gefaserten, zu Bastit umgewandelten Bronziten; hervorgegangen aus einem olivinfreien, monoklinen Pyroxen führenden Enstatitbronzitgestein, aus welchem bei der Umwandlung der beiden Mineralien zuerst in feinfaserigen Bastit, dann in Serpentin auch mikroskopische farblose

bis lichtgrünliche Glimmerblättchen entstehen; diese undeutlich bankförmig abgesonderten und polyëdrisch zerklüfteten S.e lagern an der oberen Grenze der Granulitformation, innig verknüpft mit Flasergabbro, u. a. bei Callenberg, Reichenbach, Kuhschnappel, Rosswein, Geringswalde; an der Höllmühle bei Penig (wo Olivinreste vorkommen). Bei Siebenlehn ist solcher Bronzits. ganz analog auch dem hangendsten Theil der Gneissformation eingelagert.

Der S. von Zöblitz in Sachsen bildet eine fast 3 km lange, kaum über 20 m mächtige lenticuläre Einlagerung im Muscovitgneiss; Pyrop tritt darin, der Umwandlung in Chlorit unterliegend, als stecknadel- bis gar haselnussgrosse Körner hervor. Das Urgestein bestand aus vorwaltendem, nur in der frischesten Varietät noch erhaltenem Olivin, rhombischem Pyroxen (Enstatit, resp. Bronzit), monoklinem graugrünem und grasgrünem Augit, Pyrop, spärlich blassgrüner Hornblende, Spinell, wenig Apatit, also abgesehen von dem Pyrop, einer lherzolithähnlichen Mengung (zufolge Hazard). — Der im rothen Gneiss zwischen Reihen und Unterhals (Sect. Kupferberg) lagernde S. ist nach Sauer z. Th. reich an Diallag und secundärem grünlichem Glimmer.

Im *Fichtelgebirge* streicht ein Serpentinzug sowohl am Westrande des Münchberger Gneisses (zwischen Paterlesberg und Kupferberg bis Hof) einher, als auch östl. dieses Gneisses zwischen Berneck und Hof. Der erstere, zur hercynischen Gneissformation gehörig, entstand aus Olivingesteinen mit einem Gehalt an Bronzit, hier und da auch an Diallag und Diopsid. Der zweite, zur hercynischen Glimmerschieferformation zu rechnende und meist den Chloritschiefern eingelagerte S., der büschelig-faserige Structur zeigt, scheint aus Hornblende entstanden, welcher nur hier und da etwas Olivin beigemengt war. — Die S.e von Erbendorf in der bayerischen Oberpfalz, mit Hornblende-, Chlorit- und Talkschiefer verbunden, sind nach G. Schulze aus einem Gemenge von Olivin und thonerdehaltigem Grammatit hervorgegangen, an welchem sich auch local Bronzit betheiligte; Reste der Urmineralien sind vorhanden; neben dem Serpentin entsteht Chlorit. Auf Klüften am Föhrenbühl erscheinen weisse faserige, asbestartige Grammatit-Aggregate als secundäre Regenerationen.

Der S. von Todtmoos im südl. Schwarzwald, mit seinen eingewachsenen grösseren Schillerspathen (Bastiten), entstand z. Th. aus einem lherzolithähnlichen Gestein; es finden sich Reste des letzteren in ihm, welche Olivin, Enstatit, Pyrop, Chromdiopsid, etwas Diallag, Picotit führen (Sandberger). Bei Todtmoos kommen nach Rosenbusch aber auch S.e vor, die mit voller Sicherheit nicht von ursprünglichen Olivingesteinen abstammen können, sondern nach den noch darin enthaltenen Mineralresten vordem ein Gemenge von Diallag mit Enstatit waren, worin accessorisch etwas Magnesiaglimmer und Hornblende erscheint (Mass. Gest. 1887. 276).

In den *Vogesen* sind die S.e des Bluttenberges oder Bressoir (Brésouars, Brezouar), welche im Gneiss lagern, zufolge Weigand verschiedener Art: a) Die schwärzlichgrünen S.e von Bonhomme, deren Streichrichtung concordant mit der des Gneisses zusammenfällt, sind entstanden aus einem Picotit und Granat enthaltenden Olivingestein; es ist noch ziemlich viel frischer Olivin vorhanden, der Granat theilweise in Hornblendeaggregate oder Chlorit umgesetzt. Ähnlich der S. des benachbarten Leberthals, jenseits der Reichsgrenze im W. die ebenfalls granatführenden S.e von Cleury, Chandray, Naronel und St. Etienne. b) Der S. von Starkenbach (Faurupt), w. vom Bressoir, mattschwarz mit leicht monotomen braungelben Bronziten (7,72 FeO, 1,04 H_2O nach Dolesse); u. d. M. noch Olivin und accessorisch Picotit, Hornblende und Diallag; der S. wurde durch Olivin und Bronzit geliefert. Ähnlich der S. vom Trehkopf im Odernthal. c) Der S. des Rauenthals, auf der Grenze von Granit und Gneiss, sehr weich, stengelig-plattig abgesondert, erfüllt mit matt silber-

glänzenden Chloritschüppchen. Der S. ist durch alle möglichen Übergangsstadien mit dunkelm, zum Gneiss gehörigen Amphibolit verbunden, aus welchem er entstanden ist (vgl. die an diesem Vorkommniss zuerst aufgefundene Gitter- oder Fensterstructur S. 383). Die Chloritblättchen gingen aus dem Thonerdegehalt der Hornblende (6,73%) hervor. Zufolge einer späteren Angabe von Bonney enthält der S. vom Rauenthal neben umgewandelter Hornblende ebenfalls viel serpentinisirten Olivin, und sei nicht aus Amphibolit, sondern vielmehr aus Pikrit entstanden (Geol. Magaz. 1887. 65).

* Die Serpentine des von der Thur durchflossenen Amarinerthals (Thalhorn bei Odern), welche im Übergangsgebirge auftreten, führen zufolge Weigand Diallag und zersetzte Feldspathe und stehen mit olivinfreiem Gabbro in Verbindung; er denkt sich, dass die aus Diallag entstandene feinfaserige Hornblende vorwiegend den S. geliefert habe. Linck befand die Hauptmasse dieses S. aus Enstatit-Olivingestein hervorgegangen. Übrigens ist nach Beiden das Vorkommniss vielleicht eruptiv. Nach Delesse enthält der im Granit von Xettes in den Vogesen aufsetzende S. Bruchstücke von Granit, deren Spalten mit Chrysotil erfüllt sind.

In *Schlesien* sind die aus dem Diluvium hervortretenden S.e zwischen Nimptsch und Frankenstein (Kosemitz, Gumberg, Gläsendorf) verknüpft mit Hornblendegesteinen des Gneisses und aus Olivingesteinen hervorgegangen; u. d. M. noch Olivin, Chromit, Magnetit, hellfarbiger Strahlstein, der z. Th. in Talk alterirt ist (Liebisch). Eingelagert ist Glocker's Saccharit, eine zuckerähnlich feinkörnige, an den Kanten durchscheinende Masse, sehr spröd und leicht zersprengbar; sie ist ein Gemenge von wechselnder Zusammensetzung, indem sie bald fast nur aus monoklinem und triklinem Feldspath besteht, bald aber auch sehr reichlich, bisweilen fast lediglich Quarz, Diopsid, Granat, Turmalin, Hornblende, Talk enthält (v. Lasaulx, N. Jahrb. f. Min. 1878. 623). Auf den Klüften des S. findet sich u. a. der Chrysopras. — Der ganz ähnliche S. bei Lampersdorf und Weigelsdorf, n.w. von Frankenstein, enthält ebenfalls noch unveränderten farblosen Olivin und 2—3 mm lange lichte Hornblenden, die zu Partieen und strahligen Bündeln zusammengehäuft sind, auch secundären Talk (Liebisch). — In ähnlicher Weise ist der mit Gabbro und Plagioklasamphibolit verbundene S. des Wachbergs und Grochbergs s.w. von Frankenstein aus einem Olivin-Aktinolithgemenge herausgebildet; der aus dem Aktinolith stammende zeigt Fensterstructur; neben Magnetit auch ziemlich reichliche Körner von kaffeebraunem Chromspinell; abermals secundärer Talk. — Im S. der Hartekämme gewahrt man noch Olivin, braune Hornblende und hellfarbigen Diallag (bisweilen beide in Verwachsung) und etwas Pseudophit (aus Plagioklas hervorgegangen); (Traube).

Anders sind die ebenfalls mit Gabbro und Amphibolit vergesellschafteten S.e des Zobtengebirges, welche aus Olivin-Diallaggestein entstanden sind; bisweilen (Költschenberge) ist der Olivin noch sichtbar; auch zeigt sich ein Gehalt an rhombischem Bastit, welcher zufolge Traube aus Diallag hervorgegangen ist, von einem Magnetitkranz umgeben; ferner secundäre filzige Hornblende (Traube). — Im Gneiss lagert der dunkelgrüne S. der Steinberge n.w. von Jordansmühl; er ist lediglich aus Diallag gebildet, enthält u. d. M. Bastit und feinfaserige Hornblendebüschel, wird von »Nephrit«-schnüren durchzogen und umschliesst Nephritknollen (Traube).

Die S.e des Eulengebirges (Steinkunzendorf, Ober-Weistritz, Katzenkoppe bei Neu-Bielau), verknüpft mit Gneiss, Granulit, Amphibolit, sind sehr dunkel, bisweilen kohlschwarz und enthalten porphyrisch vereinzelte hell bronzefarbige Diallage, deren Umwandlungsproduct dem Bastit sehr ähnelt; die Hauptmasse ging aus einem hornblendehaltigen Olivinfels hervor (Kalkowsky). — Die Serpentinlager des flaserigen Gneisses zwischen Falkenberg und Volpersdorf verrathen nach Dathe ihre Entstehung aus Aktinolith (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 221).

Der mit Kalkstein im Glimmerschiefer lagernde und von einem Diopsid-Tremolitgestein begleitete, meist durch feinvertheilten Magnetit dunkelschwarze S. von Reichenstein soll nach Hare aus einem an Augit und Hornblende reichen Gneiss hervorgegangen sein (?). Nach Roth sieht man u. d. M. die Balkenstructur der aus Augit entstandenen Serpentine (Geologie II. 533). Der S. ist ausgezeichnet durch das Vorkommen der schönen Chrysotilschnüre und der feinen eingewachsenen Nadeln von Arsenikalkies oder Löllingit.

* Bei Obersdorf östl. von Reichenstein enthält ein Serpentinvorkommen nach Websky Einschlüsse von Schiefer- oder Gneiss-Fragmenten, ein Hinweis auf seinen ursprünglich eruptiven Charakter.

Böhmen ist reich an Serpentinen, welche hier meist mit Hornblendeschiefern in Verbindung stehen; z. B. n.n.ö. von Marienbad zwischen Sangerberg, Einsiedel und Grün, wohl abwechselnd mit Gneiss und verbunden mit Amphiboliten, hervorgegangen aus Olivingesteinen mit einem Gehalt an rhombischem Pyroxen, hellgrünem oder auffallend eisenarmem Amphibol (Tremolit) oder von beiden und Spinell (H. B. Patton); die des Böhmerwaldes zwischen Hoslau und Trohatin, n.w. von Ronsperg u. a. O.; die aus dem Granulitgebiet s.w. von Budweis (Křemže), begleitet von Enstatit-Omphacitfels (der Enstatit soll Glaseinschlüsse enthalten, der Omphacit ist Chromdiopsid), von halb serpentinisirtem fast reinem Olivinfels, und von einem Gemenge aus Olivin, Enstatit, Bronzit, Pyrop, Omphacit und Serpentin. In dem eigentlichen schwärzlichgrünen S. sind Olivinreste erkennbar, der Pyrop zeigt die Kelyphitrinde, seltene Körner von Chromdiallag sind eingemengt, ausserdem Magnetit. Schrauf hat sich sehr ausführlich über die Auslaugungs- und Neubildungsproducte des S. verbreitet. Der S. von Prachatitz ist nach v. Camerlander ein granatführendes Olivin-Angitgestein gewesen. — Den opalisirten pyrophaltigen S. von Meronitz führt Doelter auf einen Olivinfels mit etwas Pyroxen (diallagähnliches Mineral) zurück. — In Mähren: Hrubschitz, schieferiger S. mit weissem Glimmer und Chromeisen (u. d. M. nach Tschermak Olivin und Bronzit nachweisbar). Nalautschan mit porphyrartig hervortretendem Bronzit (Olivin u. d. M. nicht zu erkennen).

In dem Gneissgebiet des *niederösterreichischen* Waldviertels treten zahlreiche S.e auf, deren genaue Beschreibung man Becke verdankt: Das Urgestein sämmtlicher war nach ihm zweifellos Olivinfels, bald mit Granat, bald mit Bronzit, bald mit reichlichem Tremolit oder Strahlstein als Beimengungen. Die Granats.e sind ohne weitere Begleitung unmittelbar dem Granulit eingelagert (Kampthal, auch bei Obernholz südl. vom Manhartsberge (mitten im Glimmerschiefer). Die S.e mit hervortretendem Bronzit lagern im Hangenden von sog. Dioritschiefern an der Basis des centralen Gneisses. Die Tremolits.e sind in langen Zügen von Strahlsteinschiefern begleitet (Els, Latzenhof, Felling, Wurschneigen, Rastbach, Klopfberg bei Schiltern, Dürnitzbiegel); der Amphibol des Olivinfelses ist auch mit in S. umgewandelt, hat aber meist secundären Talk entwickelt; in dem verwitterten S. erfüllt der bei dieser Talkbildung aus Tremolit entstehende Calcit die Hohlräume; möglicherweise ist der Tremolit selbst aus Bronzit hervorgegangen. Von dem Olivin sind vielfach keine Überbleibsel mehr zu gewahren, nur erinnert die Maschenstructur an seine ehemalige Gegenwart.

Der zum Granulitgebirge gehörige S. von Karlstätten bei St. Pölten (Gurhof, Aggsbach) in Niederösterreich, verbunden mit Eklogiten und Olivinfels, ist aus dem letzteren hervorgegangen; er besitzt noch Olivinreste, Smaragdit, Picotit und Erzkörner. — Der durch seinen Bau auf Chromeisenstein bekannte S. von Kraubat in Steiermark, den Hornblendegesteinen des Gneisses angehörig, enthält grosse, bis 15 mm lange Individuen von Bronzit (theilweise umgewandelt in den sog. Phaestin) u. d. M. noch viel Olivin, Glimmerblättchen, seltene Hornblendenadeln; über Millerit

und Texasit darin s. A. Hofmann, Verh. geol. R.-Anst. 1890. 117. Ähnlich ist der S. von Oberfeistritz im Bachergebirge. — S. von Traföss in Obersteiermark scheint nach Hussak aus Amphiboliten entstanden. — Bastit führt der mit Amphiboliten verbundene S. s.ö. vom Hüttenberg in Kärnten.

Die Serpentine von Pfuns und Schloss bei Matrey in *Tirol* sind echte Olivinserpentine. — Eine Reihe alpiner S.e, so die schieferigen von Sprechenstein, Sattelspitz und Wurmbacher Jöchl ö. von Sterzing (der Kalkphyllitzone angehörig), die vom Rothenkopf im Zillerthal, vom Mittersberg bei Bischofshofen in Salzburg, die von Windisch-Matrey n. von Lienz und Heiligenblut im Grossglocknergebiet sind nach Hussak's Untersuchungen entstanden durch Umwandlung augitreicher Schiefergesteine (und nicht etwa aus Olivin- oder Bronzitgesteinen), wie dies durch Übergänge constatirt werden konnte. Diesen S.en fehlt die Maschenstructur gänzlich, ebenso Picotit und Chromit. Hauptsächlich ist es der Salit und der Diallag, welche der Serpentinisirung unterliegen und, dabei kommt es zur Bildung von Antigorit, der häufig eine »gestrickte« Anordnung zeigt, sowie wohl immer auch, aber in geringem Maasse zu derjenigen von Talk; neben dem vorwaltenden lichtgrünen Antigorit findet sich noch etwas tiefgrüner Chlorit, erhaltener Salit in Körnern und Diallag; accessorisch erscheint Staurolith in höchstens 0,1 mm grossen Individuen. In einem anderen S. von Sprechenstein bei Sterzing befand aber Kišpatić das serpentinische Antigoritmineral (nicht aus Pyroxenen sondern) aus Hornblende entstanden, wobei kein Salit zu finden war (Mitth. aus d. Jahrb. ungar. geol. R.-Anst. VIII. 198.) — Ein über 300 Fuss mächtiges Serpentinlager tritt am Greiner in Tirol auf, wo vermittels einer Reihe von Zwischengliedern (feinfilziger Strahlsteinschiefer, Hornblendefels, granatführender Hornblendegneiss, hornblendeführender Glimmerschiefer) ein vollständiger Übergang aus dem S. in den Gneiss hervorgebracht wird (Reuss).

Findlinge eines schwärzlichgrünen, in feinen Splittern grasgrünen S. aus dem Oberinnthal oberhalb Landeck, sowie aus dem Montafuner Thal, welche bis 1 cm grosse bronzefarbige Krystalle enthalten, wurden von Cathrein ebenfalls als ausgezeichneter Pyroxenserpentin erkannt. U. d. M. sieht man als Einsprenglinge Diallag und Bronzit, ersteren auf den Sprüngen serpentinisirt und in getrennte Partieen aufgelöst, letzteren gegen die Serpentinmasse nicht scharf abgegrenzt und mit Serpentinflecken durchsetzt; die Serpentinmasse selbst zeigt die oft nahezu rechtwinkelige Balkenstructur; das Muttermineral war in erster Linie Bronzit, in zweiter der Diallag.

In der *Schweiz* spielen S.e eine grosse Rolle. Bonney leitet diejenigen oberhalb Rofna am Julier, vier angeblich gangartige Massen im unteren Val da Faller bei Molins aus Olivin-Enstatit-Gesteinen ab, die S.e von Marmels am Julier aus Olivin-Augit-Enstatit-Gesteinen, die von der Alp Stalvedro und vom linken Ufer des Silser Sees aus Lherzolithen; alle diese Vorkommnisse lagern in den Bündner Schiefern. — Die mit Gneiss verbundenen S.e des vom Tunnel durchfahrenen St. Gotthard-Massivs sind nach den Untersuchungen von Fischer und Stapff, Sjögren und Cossa wohl grösstentheils aus einem Gemenge von Olivin und Pyroxen hervorgegangen, von denen bald der eine, bald der andere vorwaltet; accessorisch Granat, Reste von Amphibol, lichte Glimmer, Talk. — Andere S.e erscheinen im Oberhalbstein, auf dem hohen Kamm des Gaispfads, zwischen Binnenthal und Dever, am Monte Rosa und Riffelhorn, an der Tête noire, am Massiv der Dent Blanche, im Val Tournanche, ferner bei Davos, Arosa und Parpan u. s. w. — Sehr eigenthümlich sind die Übergänge zwischen Granit und S., von denen Studer (Geologie d. Schweiz 1851. I. 289) und vom Rath (Z. geol. Ges. IX. 1859. 229) berichten: um Silvaplana und Samaden verändere sich der Granit allmählich zu einer chloritartigen Masse von dunkelgrüner Farbe, in welcher nur noch vereinzelte Feldspathe und Quarze hervortreten

und aus welcher zuletzt ein vollständig ausgebildeter S. hervorgehe. — Im gewöhnlichen grünen S. vom Rumpfischwäng (Findelengletscher) bei Zermatt liegt der sog. Schweizerit, eine grünlichweisse dichte bis feinkörnige Serpentinvarietät; aus ihr lösen sich, aus derselben Masse, wie sie selbst bestehend, deutliche Olivinformen heraus, wie die Pseudomorphosen von Snarum aus dem umgebenden Serpentin (Groth; ganz ähnliches beschrieb v. Drasche vom Feegletscher).

Italien. Im Veltlin sind die meisten S.e nach Cossa aus Amphibol- und Chloritschiefern entstanden, sowohl olivinhaltigen als olivinfreien; bei Chiesa im Val Malenco sei in serpentinisirten Chloritschiefern der Olivin sogar merkwürdigerweise frisch erhalten (sollte nicht hier eine der früher so oft vorgekommenen Verwechslungen farbloser Pyroxene mit Olivin vorliegen?). — Der am Westufer des Orta-Sees in den Bergen zwischen Alza und Oira in Amphibolit eingelagerte S. ist zufolge Fr. Sansoni aus Pyroxen entstanden, zeigt die Balkenstructur sowie Pyroxenreste und hat mit dem Amphibolit genetisch nichts zu thun. — Die S.e der Westalpen wechsellagern nach Gastaldi oft in regelmässigen Bänken mit Schichten von Glimmerschiefer, Diorit- und Hornblendeschiefer; diese Bänke keilen sich zuweilen, nachdem sie auf eine grössere oder kleinere Strecke wahre Schichten vorzustellen schienen, fast gänzlich aus, und schwellen andererseits zu gewaltigen Massen, ja zu Bergen an und im letzteren Falle gleicht ihre Lagerungsweise derjenigen von Eruptivgesteinen; eine sorgsame Beobachtung lässt indess innerhalb dieser scheinbaren Eruptivmassen dünne Streifen von Schiefern entdecken. — Am Monte Chiaresso zwischen Usseglio und dem Susa-Thal finden sich in schieferigem und massigem S. 3—5 m mächtige Bänke eingeschaltet, die aus einem Gemenge von Epidot, Granat Titanit und Chlorit bestehen (Strüver, N. Jahrb. f. Min. 1871. 346).

Die Serpentine aus dem Apennin von Bobbio sind zufolge Cossa z. Th. Enstatits.e mit Bastit-Einsprenglingen, z. Th. reine Olivins.e; S. von Monteferrato bei Prato unfern Florenz ist nach ihm hervorgegangen aus einem Gemenge von Olivin und einem Pyroxenmineral, welches wohl ursprünglich Diallag war, aber zu einem bastitähnlichen Mineral umgewandelt ist, ähnlich der eigentliche Verde di Prato (s. unten); gesprenkelter S. von Montemezzano bei Prato, aus einem rhombischen Mineral entstanden; wo die helleren Flecken erscheinen, fehlt das Erz, welches grösstentheils Chromit ist. Der dunkelgrüne S. von Calagrande, am Monte Argentaro in der Provinz Grosseto, Toscana, mit grösseren Bastiten ist, ebenfalls nach Cossa, meist aus rhombischen Pyroxenen gebildet; neben dem Bastit u. d. M. noch Hornblende, zufolge Lotti (Boll. com. geol. d'Italia XIV. 1883. 111) auch Apatit.

* Die Serpentine Liguriens und Toscanas treten, wie die dortigen Gabbros, vielfach unter Verhältnissen an der Oberfläche hervor, dass man sie, resp. ihr Urgestein für eruptiv und für jünger als Kreide, selbst als Eocän gehalten hat. In einer Abhandlung, Notes on some ligurian and tuscan Serpentines (Geol. Magaz. (2) VI. 1879. 362) tritt Bonney der Frage gegenüber, ob der S. hier ein massiges Gestein sei. W. von Conegliano an der genuesischen Küste erwähnt er einen sehr zersetzten, wahrscheinlich gangartig auftretenden S. Ö. von Genua führt er einen landeinwärts bei Levanto gelegenen auf, dessen frische Varietät u. d. M. Olivin in charakteristischer Umbildung, Erz und Picotit, Enstatit und Augit erkennen lässt, daneben vielleicht etwas Diallag. Der dunkelpurpurrothe bis grünliche S. (Verde di Prato) von Figline in der Nähe von Prato sei aus Olivin entstanden, von dem er zwar nichts mehr enthält, dagegen zeigen sich Reste von Augit und Enstatit; der angrenzende, wahrscheinlich der Kreide angehörende Schiefer sei stark verworfen, besitze einen eigenthümlichen scharfen Bruch und sehe »wie geglüht« aus; auch fand er ein Schieferfragment im S. eingeschlossen; er hält daher diese Serpentine (wie auch die von Lizard, Ayrshire, Portray) für eruptiv, bezweifelt aber, dass sie

mit den benachbarten Gabbros in einem genetischen Zusammenhang stehen, namentlich auch, dass S. ein Umwandlungsproduct des Gabbros sei. — Nahe der Einmündung des Pavone in die Cecina (Pisa) tritt die grosse Serpentinmasse der Rocca Sillana kuppelartig zwischen den Pliocänschichten hervor, begleitet von »Euphotiden«; der dichte dunkelgrüne S. hält goldschimmernde Diallagblättchen und wird von Adern grünen faserigen »Steatits« durchsetzt (Lotti). — Die mit Diabas und Gabbro verbundenen S.e der Gegend von Rosignano und Castellina marittima südl. von Pisa führen Diallag und durchbrechen nach Berwerth den Macigno. — Ausserordentlich zahlreich sind die Serpentinstöcke in der eocänen »Argille scagliose« des modeneser und reggianer Apennins (Pantanelli, Boll. r. com. geol. d'Italia 1883). — Zufolge Taramelli sind alle Serpentine, welche inselartig aus dem Tertiär des oberen Trebbia-Thales und seiner Nebenthäler, sowie in den Thälern der Sturla und Vara an der Riviera di Levante auftreten, zum Eocän (Fucoiden-Flysch) gehörig und bilden darin linsenförmige Einlagerungen von ungefähr 1 km Ausdehnung und ca. 50 m Mächtigkeit, ohne Störung des Schichtenbaus; er denkt sich die S.e als das Product submariner Eruptionen nach Art von Schlammströmen in Buchten oder auf seichtem Meeresgrunde (Mem. r. accad. dei Lincei (3) II. 1878). — Nach Meneghini ist der schillerspath führende S. (Ofiolite diallagica) im ganzen mittleren Italien nicht nur bestimmt jünger als die Kreide, sondern auch als die Nummulitenschichten; denn zu diesen letzteren gesellen sich Conglomerate, aus den verschiedensten Felsarten gebildet, unter denen aber nicht die geringste Spur von S. sich findet; dies Gestein ist indessen älter als die oberen Eocänschichten, denn letztere schliessen im Tiberthal Conglomerate von S. ein. Durchsetzt wird dieser S. von Gabbrogängen (Euphotid), welche vormiocänen Alters sind. Der jüngere schillerspath freie S. gehört der Miocänformation an, auf deren untere Schichten er einen metamorphosirenden Einfluss ausgeübt hat (Mitth. an vom Rath, Z. geol. Ges. XXII. 1870. 692). — S.e von Guardiola und Timpa del Tasso in Basilicata sind nach C. Viola aus Lherzolithen hervorgegangen.

Von Elba wurden durch Cossa folgende S.e mikroskopisch und chemisch untersucht: von Rio marina am rechten Ufer des Riale, fast reiner Olivinserpentin, u. d. M. noch Bastit und Magnetit; von Rio alto, aus Bronzit-Olivingestein hervorgegangen, mit ziemlich zersetzten Bastit-Individuen; aus der grossen Masse am Wege von Rio nach Longone, ähnlich dem vorigen, nur reicher an Bastit; aus dem Liegenden des Kalks am Fort von Portoferrajo, enthält keine Spur von Olivin, ist aus reinem Bronzit entstanden. — Schöner Bastit (mit 12,60% H_2O) liegt im braunen S. von La Venella im Gebiet von Rio auf Elba (Pisani, Comptes rendus LXXXIII. 168). — Nach Lotti kann man auf Elba einen silurischen oder vorsilurischen und einen eocänen S. unterscheiden, auf Corsica kommt nur der erstere vor. Der in dem unteren elbanischen Macignokalk aufsetzende, aller Wahrscheinlichkeit nach auch schon eocäne S. tritt nach Dalmer unter unzweifelhaft durchgreifenden Lagerungsverhältnissen gegen den Kalk auf, und sein Urgestein hat diesen metamorphosirt (Z. f. Naturw. LVII. 1884). Die S.e des nördl. Theils von Corsica (Bastia, St. Florent, Gegend des Capo Corso) sind verbunden mit Talkschiefern, mit Kalksteinen des Glimmerschiefers und bilden als schieferige Varietäten auch Linsen im Kalk.

* Die Serpentinkuppen innerhalb des Flysch bei Gets und im Griesbachthal (Chablais) befand Michel Lévy als aus eruptivem Lherzolith entstanden (Comptes rendus CXIV. 1892. 782). — Die z. Th. asbestreichen S.e des Dép. Var (in der Bai von Cavalaire, bei Les Quarrades zwischen Bormez und St. Tropez, bei dem Chateau de la Motte, oberhalb Les Campeaux, bei der Garde Freynet) beschrieb früher Coquand; sie scheinen aus lherzolithartigen Gesteinen hervorgegangen. — Aus den pyrenäischen Lherzolithen (S. 133) entwickeln sich durch Umwandlung echte Serpen-

tine. — Die S.e, welche in der mittleren Gneisszone von Autun im Morvan wahrscheinlich als Einlagerungen darin vorkommen, sind aus Enstatitgesteinen entstanden, lassen keinen Olivin mehr deutlich erkennen und enthalten mehr dunkeln Spinell als Chromit (zufolge Michel Lévy). — In Galicia bildet der aus einem Pyroxengestein hervorgegangene S. von Santa Marta de Ortigueira einen mächtigen Gang oder eine grosse Linse in den Chlorit- und Amphibolschiefern; analog die S.e von Larazo und Mellid (nach Macpherson); in der Prov. Santander ist die Masse von Pando ebenfalls aus Pyroxengestein entstanden (Quiroga).

* Die umfangreiche Serpentinmasse der Serrania de Rouda in Spanien, welche zwischen Tolox und Manilba einen Flächenraum von 16 geograph. Quadratmeilen einnimmt, ist nach Macpherson aus Olivingesteinen hervorgegangen, welche als Dunit und Lherzolith noch darin enthalten sind; diese Gesteine haben nach ihm die archäischen Schichten durchbrochen.

* Das ausgezeichnete und ausgedehnte Serpentingebiet des südl. Lizard-Districts in *Cornwall* wurde vormals von de la Beche ausführlich beschrieben, welcher darin eine deckenartige Ablagerung zu erkennen glaubte, die sich in einer bassinförmigen Vertiefung des Devonschiefers ausgebreitet haben soll. Später untersuchte dieses Gebiet Bonney, welcher dabei zu dem Resultat kommt, dass der S. ursprünglich ein Eruptivgestein (intrusive igneous rock) in dem unterdevonischen Grundgebirge war; er bildet auch Gänge und schliesst Bruchstücke von Hornblendeschiefer ein. Der S. wird an der Westküste von mehreren Granitgängen, an der Ostküste von Gabbros durchbrochen (welche an der Coverack Cove selbst von zwiefachem Alter sind), ausserdem noch von dunkeln Trapp- (Basalt)-Gängen. Der S. lässt nach Bonney vielfach Olivin noch sehr gut erkennen, daneben Enstatit oder Bronzit, Picotit, hier und da auch ein augitisches Mineral und er bringt deshalb das Urgestein mit dem Lherzolith in unmittelbare Verbindung. Die Umwandlung dieses Lherzoliths in S. sei aber erfolgt bereits vor dem Durchbruch des Granits und Gabbros (die nördlich liegenden grossen Granitmassivs, welche mit jenen jüngeren Ganggraniten als gleichalterig gelten, sind wahrscheinlich spätcarbonisch, jedenfalls vortriassisch). Teall hält die Urgesteine dieses Serpentincomplexes für unter einander verschieden, theils für Dunit, theils für Schillerfels, theils für Lherzolith. Die stellenweise deutlich ersichtliche gebänderte Structur dieser S.e wird von Bonney und Mc Mahon nicht mit späteren Druckwirkungen auf das verfestigte Gestein sondern mit Fluctuationen des Magmas während seiner Entstehung in Verbindung gebracht. — Die S.e von Anglesey, von denen Bonney eine nicht sehr deutliche Beschreibung gibt, werden von ihm z. Th. für umgewandelte Olivingesteine erachtet; die geologische Position ist nicht klar, doch hält er es für nicht ausgeschlossen, dass der S. Intrusionen in dem »schist« bilde. — Die S.e der Küste von Carrick in Ayrshire (Balhamie Hill bei Colmonell, Lendalfoot, Carleton Port), sehr denen des Lizard ähnlich, sind zufolge Bonney umgewandelte Olivingesteine mit noch erhaltenen rhombischen Pyroxenen (Olivin ist allerdings wohl nicht nachgewiesen) und von »intrusivem« Charakter in den Schiefern und Grauwacken des Untersilurs. Durchsetzt wird der S. von Gängen eines vorwiegend aus Diallag (mit 9,1 % H_2O) bestehenden Gesteins, welches auch Serpentinfragmente, bis 15 Zoll gross in sich einschliesst und ferner wird noch dieses Diallaggestein sammt dem Serpentin wieder von Gängen eines normalen Gabbros durchbrochen. — Der 14 Miles lang zu verfolgende, 100—300 Yards mächtige Serpentingang im Old red Sandstone von Kirriemuir in Forfarshire (vgl. Lyell, Edinburgh journ. of science III. 1825. 112) ist nach Judd ein Bronzit-Olivingestein gewesen; in Theilen der Centralmasse hat der Bronzit beinahe bis zum Ausschluss des Olivins vorgewaltet. Denselben Ursprung hat der S. aus der Gegend von Aberdeen, dessen Schillerspath Heddle untersuchte. Grosse Serpentinmasse von Portsoy

in Banffshire, von Heddle sicher irrthümlich auf ein Augit-Plagioklasgestein zurückgeführt, da unzweifelhafter Olivin darin vorkommt.

Skandinavien. In Norwegen tritt die berühmte Serpentinmasse von Snarum als ein linsenförmiger »Stock« im Gneiss auf; eine Zone von Quarz sondert sie ringsum davon ab, dann folgt nach innen zu ein Gemenge von Magnesitspath, Hydrotalkit, Serpentin und Quarz, welches allmählich in gewöhnlichen Serpentin übergeht, der als Centrum einen Kern von sog. edlem Serpentin umhüllt (vgl. z. B. Böbert, Gaea norvegica I. 129; Helland, Poggend. Ann. Bd. 98. 1873. 330). — Die Olivinschiefer von Söndmöre (S. 376) sind mit S.en verknüpft. — Aus dem nördlichen Norwegen beschreibt Pettersen S. aus dem Ripperfjord in der Nähe von Hammerfest, vom Rödberg im Lyngskjos (mit Olivin, Diallag und Enstatit, stark magnetisch), vom Furuhoug auf Kvalö bei Tromsöe, wo der S. zwischen Lagerreihen des Glimmerschiefers »hervorbricht«, sowie (verbunden mit dem S. 376 erwähnten Olivinfels) zwischen Malangen und Balsfjord.

* Die an Chromit reichen diallagführenden S.e der Gegend von Röraas gehören nach Helland keiner besonderen Formation an, sie treten auf ganz unabhängig im Grundgebirge, im sog. Sparagmitgebirge, im Schiefergebirge, häufiger in Kuppen- als in Lagerform, an einem Orte wurde ein gangförmiges Vorkommen sicher nachgewiesen.

Mit dem S. 375 erwähnten von Svenonius untersuchten Olivingestein in Westerbotten und Jemtland in Schweden stehen S.e in Verbindung. Neben diesen gewöhnlichen S.en, welche Olivinreste, Maschenstructur, Picotit und Chromit zeigen, erscheinen in diesen Gegenden von Norrland nach Eichstädt auch noch blätterigschieferige S.e, sog. Antigoritschiefer, gewöhnlich ohne Maschenstructur, Picotit und Chromit. Dieser Antigorit ist nicht pleochroitisch, aus nicht streng parallel geordneten Blättchen zusammengesetzt, meist scheinbar optisch einaxig; eine Analyse ergab nach Abzug der Beimengungen: 39,69 SiO_2, 8,73 Al_2O_3, 0,43 Cr_2O_3, 5,75 FeO, 31,24 MgO, 14,19 H_2O; die Analyse stimmt in Folge ihres hohen Thonerdegehalts nicht eben mit derjenigen anderer Antigorite überein. Obschon die Maschenstructur meist fehlt und durch diejenige ersetzt ist, wie sie serpentinisirten Augit- und Hornblendegesteinen eigen zu sein pflegt, will Eichstädt doch hier wenigstens für viele Fälle Olivin als Muttermineral annehmen, weil sich noch Reste davon zeigen. Accessorisch führen diese Antigoritschiefer Hornblende, Enstatit, Kämmererit, Magnetit, Carbonate.

Nach den im N. Jahrb. f. Min. 1876. 207 angeführten Untersuchungen Wiik's kommen in *Finnland* (Laukola u. a. O.) S.e vor, welche aus Bastit (oder Bronzit)-Olivinfels hervorgegangen sind. — Bei der Landzunge Seljapajalax auf der Insel Hochland im finnischen Meerbusen geht nach J. Lemberg schwarzes Amphibolitgestein in S. mit Asbest über; er analysirte: a) schwarzen grosskrystallinischen Amphibolit; b) zum Theil in S. umgewandelten Amphibolit; c) Serpentin:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	H_2O
a)	46,43	5,21	2,24	8,90	5,65	25,90	0,24	3,70
b)	41,23	5,55	4,48	5,70	3,37	28,31	—	9,41
c)	40,85	1,16	0,27	3,84	—	39,13	—	13,46

und schliesst daraus, dass bei dieser Umwandlung Al_2O_3, CaO, Fe ausgeschieden werden, während H_2O und MgO an ihre Stelle treten.

* Dass mit dem *bosnisch-croatischen* Flysch neben anderen Eruptivgesteinen auch Serpentine verknüpft sind, welche somit in eine gewisse Ähnlichkeit mit den norditalienischen S.en des Macigno treten, ist gar nicht zweifelhaft; vgl. dar. v. Mojsisovics, Tietze u. Bittner, Grundlinien d. Geol. v. Bosnien-Hercegowina 1880. 180. — Den

Serpentinvorkommnissen Croatiens, südl. von Glina, deren Hauptmasse im Vjesalaberge angesammelt ist und welche hier von eocänem Alter sind, schrieb Tietze eine Abstammung von dort noch existirendem Olivinfels zu. — Die von Lenz beschriebenen Serpentinlager vom nördl. und südl. Gehänge des syrmischen oder Vrdniker Gebirges oder der Fruška-Gora in Ostslavonien, sind durch A. Koch nochmals untersucht worden; darnach bilden die S.e in der That mächtige Lager in den cretaceischen Gosauschichten (nach H. Wolf durchbricht auch der S. den Thonglimmerschiefer). Hatte Lenz bereits Bronzit in dem S. nachgewiesen, so gelang es Koch, am nördl. Gehänge des syrmischen Gebirges bei Rakowacz und am Mermerberge bei Beočin die Abstammung des S. von Bastit führendem Olivingestein festzustellen, von dem noch manche Partieen relativ frisch erhalten sind. Doch ist dieser Bastit zufolge Kišpatić nicht immer, wie Koch glaubte, aus dem Enstatit oder Bronzit, sondern auch aus dem von Koch übersehenen Salit hervorgegangen. Gewisse blätterige serpentinähnliche Gesteine dieser Gegenden sind aber nach ihm auf reine oder salithaltende Amphibolgesteine zurückzuführen. Übrigens hält Kišpatič die eruptive Natur dieser Serpentine der Fruška-Gora für durchaus nicht erwiesen. — Das von Beudant, H. Wolf, Lenz und A. Koch als S. angegebene Gestein des Peterwardeiner Festungsberges an der Donau aber, welches dort einen massigen Stock bilden soll, ist, wie Kišpatić (Jahrb. geol. R.-Anst. 1882. 409) nachwies, überhaupt kein Serpentin, sondern theils amphibolischer, theils augitischer grüner Schiefer mit Plagioklas, meist reichlichem secundärem Chlorit und Epidot; von dem angegebenen Serpentin, Bronzit, Olivin zeigt sich nichts. A. Koch hat später die Richtigkeit dieser Correctur zugegeben (Földtani Közlöny XII. 1882. 270).

Auf dem Festland von *Griechenland* und auf Euboea sind Serpentine sehr verbreitet; manche davon wurden von Becke eingehend geschildert (Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 459. 469) mit vielen wichtigen Bemerkungen über die Structur der Umwandlungsproducte. Ein S. nördl. von Nezeros in Thessalien, sehr dunkelgrün, besteht aus feinen doppeltbrechenden Leistchen, die stellenweise deutlich eine gitterförmige rechtwinkelige Lagerung besitzen; die Leisten zeigen mehr divergirende als parallele Faserung (vermuthlich also ein Pyroxenserpentin). Ähnlich der S. zwischen Arvanitza und Pyrghotos am Ostabhang des Olymps mit viel Pikrosmin auf den Klüften. Der S. von Keramidhi im Ossagebiet führt stark zersetzten Diallag, grosse, von Magnetit umwachsene Picotitkörner und accessorisch kleine weisse Schuppen eines Phlogopitglimmers. — Andere griechische S.e entstanden aus unzweifelhaften Olivingesteinen: so in Thessalien der aus den Chrom-Minen von Nezeros mit ausgezeichneter Maschenstructur und lichtgrauem Aktinolith, von Kokkino-Nero am Ostabhang des Ossa, der diallaghaltige von Neokhori, s.ö. vom Pelion, der bastit- (bronzit)- und picotit-haltige von Pyrgos am Fuss des Hymettus in Attika. — Auf Euboea ist im S. von Limni an der Westküste noch sehr viel fast frischer Olivin vorhanden, neben sehr frischen Bronziten, vereinzelten Diallagen, Picotit und Magnetit; ähnlich das Gestein von Mantoudi in Nord-Euboea; ein dem harzburger Schillerspath ganz ähnliches Mineral liegt im S. zwischen Chalkis und Gides in Mittel-Euboea.

* Die Serpentine des mittleren Euboea (Delphizug) hält Teller für veränderte Eruptivbildungen von cretaceischem Alter: in den Mavro-Vonni beobachtete er an zwei Punkten wahre Serpentingänge im Kreidekalk, und auch der geradlinig 1 Stunde verlaufende Serpentinzug von Kumi-Kastrovola, welcher das Streichen des Schiefers schneidet und von »eigenthümlichen Contacterscheinungen« begleitet wird, muss nach ihm wohl als intrusive Gangbildung betrachtet werden. — Auch im Peloponnes, namentlich in den östlichen Gebirgen, wiederholen sich dieselben Verhältnisse, lagerartige Massen und Gänge von S. (welche vielleicht mit Gabbrogeröllen in Verbindung gebracht werden können) in der Kreideformation (A. Philippson, Der

Peloponnes, Berlin 1892. 406). — In der nördlichen Troas (Kleinasien) ist der S. um den Kara-Dagh abzuleiten von Olivin-Enstatitgesteinen »of a truly eruptive nature«, während derjenige vom Gipfel des Berges Ida mit Olivinschiefer zusammenhängt, »which undoubtedly belongs to the stratified rocks« (Diller). — Ein ausgedehntes Gebiet von S. bildet der Kyzyl Dagh am Nordufer des Beischehr Giöl in Kleinasien (v. Bukowski). Die S.e der Insel Cypern sind nach Bergeat tertiäre Eruptivgesteine; sie lassen meist Bastit erkennen; auf dem Gipfel des höchsten Berges Tróodos zeigt ein ursprünglich aus Olivin und Diallag zusammengesetztes wehrlitartiges Gestein den Diallag in Bastit und diesen sammt dem Olivin in S. verwandelt.

Im *Ural* ist der an Magnetit und Chromit reiche S. sehr weit verbreitet, verbunden mit Talk- und Chloritschiefern, auch »grünen Schiefern«, namentlich in ersteren Einlagerungen bildend; z. B. im nördl. Ural bei Kuschwinsk, Turinsk, Bogoslowsk, im mittleren bei Jekaterinburg, Newjansk, Nischne-Tagilsk, im südl. bei Miask und Kyschtimsk; er scheint hier hauptsächlich aus Pyroxengesteinen, namentlich diallagreichen entstanden zu sein, vielleicht auch, zufolge Cossa und Arzruni, aus den uralitführenden grünen Schiefern. Wenn aber die beiden letzteren Forscher hervorheben, dass »von einem ehemaligen Vorhandensein von Olivin sich nirgends auch nur die geringsten Anzeichen finden«, so darf dem gegenüber bemerkt werden, dass die Serpentinbrocken von Nischne-Tagilsk, in denen Daubrée das gediegene Platin eingewachsen fand, unzweifelhaft Olivin enthielten (Géologie expérimentale, Paris 1879. 550). — S. mit Diallag erwähnt G. Rose von Malo-Mostowskoi bei Jekaterinburg und vom See Ansehkul s.w. von Miask, Bronzit in dem von Pyschminsk. — Der S. von Poldnewája im District Ssyssert, das Muttergestein des sog. Demantoïds (Kalkeisengranats), ist, wie eine ununterbrochene Reihe von Übergängen erweist, zufolge Lösch aus einem grossblätterigen Aggregat grauen fettglänzenden Diallags hervorgegangen; der Granat sitzt in dem Klüfte ausfüllenden Serpentinasbest. Der Chromgehalt der Silicate gibt bei Ssyssert Veranlassung zur Bildung von Kämmererit (Rhodochrom), chromhaltigem Klinochlor, chromhaltigem (10,86 % Cr_2O_3) Turmalin, chromhaltigem (3,51 Cr_2O_3) smaragdgrünem Glimmer. — Nach Kantkiewicz geht der S. in den Bergrevieren von Werch-Issetsk und Newjansk in Diallaggestein über und es finden sich Gemenge von S. und Diallag, während im Bergrevier von Jekaterinburg der S. stellenweise in Chloritschiefer verläuft und dann eine andere Structur hat. — S. aus der Provinz Hitachi in Honshiu, Japan, wird von S. Otsuka von Dunit abgeleitet.

* Ein grösstentheils in S. umgewandeltes ehemaliges Diallag-Olivingestein bildet nach Junghuhn mächtige Gänge im Sandstein am G. Badak an der Wijnkoopsbai, Westküste von Java (vgl. Behrens, Beitr. z. Petr. d. ind. Archipels I. 1880. 5).

* Der zwischen porösen Dolomiten der obersilurischen Onondagasalzgruppe von Syracuse (New-York) eingeschaltete S., welcher früher als Absatz aus Gewässern oder als Umwandlungsproduct von Carbonatgesteinen galt, wurde durch G. H. Williams als (wahrscheinlich) intrusives Eruptivgestein erkannt; er enthält Einschlüsse von Kalkstein sowie syenit- und granitähnlichen Massen, zwischen den Kalkeinschlüssen und dem S. findet sich eine mehrere Millimeter dicke grünliche Lage von Hornblende. Der S. hat sich aus Olivin und Enstatit gebildet, ist mitunter reich an braunem Glimmer, hält Carbonat, Chromit und gelb durchscheinende Perowskitoktaëder. Kemp vergleicht hiermit »Peridotite-Dikes«, von denen eine ganze Anzahl im Portage-Sandstein der Umgebung von Ithaka, New-Jersey, aufsetzen, doch führt das analysirte Gestein im Widerspruch damit und mit seiner angeblichen Natur nur 1,97 % MgO (Am. jour. XLII. Nov. 1891).

Vom Mt. Maré im n. Transvaal beschreibt J. Götz einen dunkelgrauen bis schwarzen S., eingelagert zwischen Aktinolithschiefern. Olivin tritt zwar nicht mehr

hervor, doch weise die Structur auf seine frühere Gegenwart hin; ausser Serpentin noch Magnetit und Chromit, sowie ein braunes, nicht sicher bestimmbares Mineral, aus welchem sich Muscovit, Chlorit und opakes Erz gebildet haben.

Für diejenigen Serpentine, welche auf Eruptivmassen, z. B. eruptive Olivingesteine zurückzuführen sind, wird es nicht ausgeschlossen sein, dass **Contactbildungen** in ihrer Nachbarschaft erscheinen. Diller erwähnt, dass die von den theilweise serpentinisirten Olivinfelsgängen in Elliott Co. (vgl. S. 122) durchbrochenen carbonischen Schiefer gehärtet und in einen an Knotenthonschiefer erinnernden Zustand versetzt, dass in den Gängen befindliche kleine Fragmente derselben zwar bisweilen nicht im mindesten verändert, andererseits aber in glimmerige Substanzen umgewandelt seien. Favre berichtet, dass im Contact mit dem Serpentin des Mont Jovet Kalk krystallinisch geworden ist und Albitkrystalle im Dolomit auftreten (Recherches géolog. dans les parties de la Savoie etc., Genève 1867. III. 230). Nach Dalmer ist bei den in den unteren elbanischen Macignokalken mit durchgreifenden Lagerungsverhältnissen auftretenden Serpentinen der Kalk im Contact späthig geworden, mit kugeligen Anhäufungen von Granat und Epidot (Ztschr. f. Naturw. LVII. 1884). Zufolge Teller sind Serpentingänge im Kreidekalk des mittleren Euboea von »eigenthümlichen Contacterscheinungen« begleitet (s. S. 400). Ja schon 1855 hatte Rozet in freilich wohl ungerechtfertigter Weise in Serpentineruptionen die Ursache erblickt, weshalb in den französischen Alpen (Ubayette-Thal, Monte Viso, Mont Cenis) Lias- und Juraglieder in Gneisse, Glimmerschiefer und Talkschiefer umgewandelt sein sollen (Bull. soc. géol. (2) XII. 232). — Eine grössere Reihe von Untersuchungen auf diesem Gebiete hat E. Weinschenk ausgeführt (Über Serpentine aus den östl. Centralalpen und deren Contactbildungen. Münchener Habilitationsschrift 1891).

Am südl. Abfall des Venedigerstocks treten zufolge Weinschenk Serpentine in einer Zone von Chloritschiefer und von Kalkglimmerschiefer, namentlich an letzteren gebunden, auf, nicht schichtenförmig eingelagert, sondern plötzlich in ziemlicher Mächtigkeit erscheinend, und sich dann ebenso rasch wieder auskeilend. Das ursprüngliche Material war fast immer ein reines Diopsid- oder Salitgestein. Am Islitzfall im Klein-Iselthal nun wird der massige, aber gegen das Nebengestein etwas schieferige S. zunächst umgeben von einer stellenweise mehrere Meter breiten Zone ophicalcitähnlichen Gesteins, darauf folgt aussen ein ziemlich bedeutender Complex »echter Kalksilicathornfelse, wie sie aus einer grossen Anzahl von Contactgebieten beschrieben sind und stets nur da auftreten, wo silicatreiche Kalke, was die Kalkglimmerschiefer ja sind, den Einwirkungen eines feurig-flüssigen Magmas ausgesetzt waren«. Diese Hornfelse lassen sich ziemlich scharf in zwei Zonen trennen. Die dem S. näher gelegenen Partieen sind namentlich durch Epidot und Diopsid charakterisirt, während weiter von dem S. ab Granat der vorherrschende Bestandtheil ist (worin eine Analogie mit den Kalkeinschlüssen im Diabasporphyrit von Cusel, vgl. II. 715, erblickt wird). In der inneren ersten dieser beiden Zonen, welche sehr verschiedenartig zusammengesetzte, meist dichte und harte Gesteine darbietet, findet sich ausser Epidot und Diopsid auch Calcit, Amphibol, Chlorit, Magnetit, Pyrit, vielleicht auch Plagioklas. Die äusserste Zone zeigt vielfach eine lichtgrünliche, muschelig brechende, fettglänzende Hauptmasse, bestehend aus weit vorwaltendem Vesuvian mit Diopsid und

Epidot und darin treten grössere Krystalle von rothem Granat, lichtgrünem Vesuvian und gelblichbraunem Epidot hervor, welche auch wohl auf Klüften sitzen. Andererseits wird eine lichtgrüne Hauptmasse hauptsächlich aus Diopsid gebildet und sie erhält durch reichliche Granatkörner (mit oft zonenweise angeordneten Einschlüssen von Pyrit, Epidot, Strahlstein) ein geflecktes Ansehen. Nester von Kalkspath finden sich in diesen Gesteinen. Ferner kommen, am weitesten vom S. entfernt, noch ganz dichte, splitterige und harte hornsteinähnliche Aggregate von Granat vor. Hier gehört die ganze Contactzone dem Hangenden an, wie auch an der Eichamwand im Tümmelbachthal, wo am S. ebenfalls Hornfelse, namentlich granatführender Epidothornfels, auftritt. Im Mailboden, einem Seitenthal der Frossnitz, erscheint in Begleitung des S. »von Gesteinen, welche man als Contactbildungen betrachten könnte«, nur ein ziemlich grobschuppiger Chloritschiefer mit reichlichen Magnetitoktaëdern und Pyritwürfeln. Aus dem Kleinbachthal an den Gehängen der Krisclespitz, wo das Urgestein wahrscheinlich ein Diallag-Olivingestein war, werden zwar keine Hornfelse beschrieben, aber hier gehen von dem S. armdicke und meterlange Apophysen in die liegenden Chlorit- und Talkschiefer hinein. Am Rothermannthörl zwischen Daberthal und Schwarzachthal ist »das Liegende der Pyroxenserpentine in einer Mächtigkeit von 1—2 m in echte Hornfelse umgewandelt«, namentlich in strahlsteinhaltige feinkrystallinische bis dichte gelbe Epidothornfelse, wohl auch weissgestreift durch körnigen Plagioklas; das Hangende des Serpentins bildet eine normale Kalkschicht ohne Spur von Veränderung. Im Ganzen ähnliche Verhältnisse wiederholen sich an der Gosler Wand, wo neben hellgelben Epidothornfelsen und hellgrünen Diopsidhornfelsen, sowie Zwischengliedern zwischen beiden »als letztes Glied der Reihe der Contactgesteine« ein grobschuppiger schwärzlichgrüner Chloritschiefer mit grossen Magnetiten erscheint. »Die Gesteine, welche diese Serpentine der östlichen Centralalpen begleiten, sind für den Contact von Eruptivgesteinen mit thonigen Kalken ausserordentlich charakteristisch und dieselben lassen auch mit Leichtigkeit ihren Zusammenhang mit letzterem verfolgen.« Hieraus und aus den beobachteten Apophysen schliesst Weinschenk, dass diese Serpentine aus einem »selten Olivin führenden Pyroxenit, welcher im feurig-flüssigen Zustand an die Oberfläche gelangte, entstanden sind«. Allerdings betont Weinschenk selbst, dass insofern ein Unterschied zwischen diesen Kalksilicathornfelsen und den in anderen Contactgebieten vorkommenden besteht, als sich an letzteren auch grobkrystallinischer Kalk reichlich betheiligt und dass hier um die alpinen Serpentine sodann jene contactmineralienfreien Schichten von grobkrystallinischem Kalk völlig fehlen, welche sonst nicht selten mit den echten Contactgesteinen wechsellagern. Auffallend ist auch die Erscheinung, dass die Contactphaenomene entweder nur im Hangenden oder im Liegenden auftreten. Weiterhin ist es fraglich, ob, wenn die Metamorphose den angegebenen Weg der Kalksilicatbildung eingeschlagen hat, die magnetitführenden Chloritschiefer auch noch mit vollem Recht als Glieder des Contactbereichs anzusehen sind.

Weinschenk hebt ferner hervor, dass das zuerst durch v. Fellenberg als Jadeit angesprochene Vorkommniss vom Südabsturz des Piz Longhin (Graubünden), welches später von Berwerth als Gemenge von Vesuvian mit salitartigem Diopsid erkannt wurde, nach v. Fellenberg's Angabe wahrscheinlich am Contact zwischen Kalk und massigem schwarzem Serpentin ansteht, welcher den ganzen Gipfelgrat des Piz Longhin bildet; ein genau entsprechendes, von ihm als Vesuvianhornfels bezeichnetes Gestein fand er als Contactbildung des Serpentins an der Eichamwand (s. oben); vgl. v. Fellenberg, N. Jahrb. f. Min. 1889. I. 103; Berwerth, Annal. k. k. naturhist. Hofmuseums, Wien 1889. IV. 87; Rammels-

berg, N. Jahrb. f. Min. 1889. I. 229. — Auch den berühmten Minerallagerstätten des Alathals in Piemont möchte Weinschenk eine ähnliche geologische Stellung als Contactbildung am S. zuschreiben.

Breithaupt, Über den Serpentin, Schweigger-Seidel's Neues Jahrb. der Chem. und Physik 1831. 281.
Quenstedt, Über die Afterkrystalle des Serpentins, Poggend. Annalen XXXVI. 1835. 370.
G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. physik. Geologie. 2. Aufl. Bonn. II. 776.
G. Rose, Bildung des Serpentins, Poggend. Annal. LXXXII. 1851. 511. — Z. geol. Ges. III. 1851. 109.
Scheerer, Serpentinbildung, N. Jahrb. f. Min. 1854. 451.
Volger, Serpentinbildung, Entwickelungsgeschichte d. Mineralien der Talkglimmerfamilie. Zürich 1855. 283.
Tschermak, Serpentinbildung, Sitzgsber. Wiener Akad. LVI. 11. Juli 1867.
Roth, Serpentinbildung, Abhandl. Berliner Akad. 1869. 329.
R. Riess, Über die Entstehung des Serpentins, Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch. LII. 1879.
Cocchi, Serpentinbenennung, N. Jahrb. f. Min. 1857. 600.
Websky, Opt. Untersuchungen über d. Structur d. Serpentine, Z. geol. Ges. X. 1858. 277.
Schweizer, Serpentinanalysen, Journ. f. pract. Chemie XXXII. 378.
Fallou, Serp. v. Waldheim, Sachsen, Karsten's Archiv f. Miner. XVI. 1842. 423; des Granulitgebirges, Z. geol. Ges. VII. 1855. 462.
H. Müller, S. von Greifendorf, Sachsen, N. Jahrb. f. Min. 1846. 257.
J. Lemberg, S. von Greifendorf u. Waldheim, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 539.
Dathe, S. des Granulitgebirges in Sachsen, N. Jahrb. f. Min. 1876. 236. 337. — 1883. II. 89. — Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 330. — Vgl. auch die Sectionen Waldheim, Geringswalde, Penig, Glauchau, Hohenstein, Mittweida, Rosswein-Nossen der geol. Specialkarte v. Sachsen. Ferner: Credner, Das sächsische Granulitgebirge. Leipzig 1884. 29.
Sandberger, S. von Zöblitz, N. Jahrb. f. Min. 1866. 394.
Hazard, S. von Zöblitz, Section Zöblitz d. geol. Specialk. 1884. 12.
Lemberg, S. von Zöblitz, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 531.
Gümbel, S. des Fichtelgebirges, Geogn. Beschreib. d. Fichtelgebirges u. s. w. Gotha 1879. 156. 334.
G. Schulze, S. von Erbendorf in der Oberpfalz, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 433.
Fischer, S. von Todtmoos, Schwarzwald, Ges. Naturwiss. Freiburg II. 1859. 152.
E. Weiss, S. von Todtmoos, Poggend. Annal. CIX. 1863. 446.
Sandberger, S. von Todtmoos, N. Jahrb. f. Min. 1866. 394. — 1867. 835.
Delesse, S. der Vogesen, Annales des mines (4) XIV. 1848. 78. — XVIII. 1850. 309.
Weigand, S. der Vogesen, Min. Mitth. 1875. 183.
Linck, S. vom Thalhorn im oberen Amarinerthal, Mitth. geol. Landesanst. f. Els.-Lothr., Bd. IV. Heft 1. 1892. 58.
Groth, S. der Vogesen, Abhandl. z. geolog. Specialk. v. Elsass-Lothringen, 1877. I. 472.
R. Brauns, S. von Biedenkopf im hessischen Hinterland, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 1887. 285.
Liebisch, S. der Gegend von Frankenstein, Schlesien, Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 731.
Traube, S. Niederschlesiens, Beiträge z. Kenntn. der Gabbros, Amphibolite u. Serpentine d. niederschlesischen Gebirges, Inaug.-Diss. Greifswald 1884.

Traube, S. von Jordansmühl, Schlesien, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. III. 1885. 418.
v. Lasaulx, S. von Baumgarten bei Frankenstein, N. Jahrb. f. Min. 1875. 631.
Kalkowsky, S. des Eulengebirges, Die Gneissformation d. Eulengebirges, Leipzig 1878. 43.
G. Rose, S. von Reichenstein, Schlesien, Z. geol. Ges. XIX. 1867. 243.
Hare, Die Serpentinmasse von Reichenstein u. die darin vorkommenden Mineralien. Inaug.-Diss., Breslau 1879; vgl. auch Z. f. Krystall. IV. 1880. 294.
Websky, S. von Obersdorf, östl. von Reichenstein, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 663.
H. B. Patton, S. nördlich von Marienbad, Böhmen, Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 89.
v. Hochstetter, S. des Böhmer Waldes, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 40. 524. — VI. 1855. 791.
Helmhacker, S. des Böhmer Waldes, Min. Mitth. 1873. 281.
v. Zepharovich, S. des Pilsener Kreises, Jahrb. geol. R.-Anst. VII. 1856. 110.
v. Camerlander, S. von Prachatitz am Ostrande d. Böhmer Waldes, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 124.
Schrauf, S. von Křemže, s.w. Budweis, Z. f. Krystall. VI. 1882. 330.
Scharizer, S. und Pyrop von Křemže, Verh. geol. R.-Anst. 1879. 244.
Doelter, pyropführend. S. Böhmens, Min. Mitth. 1873. 12.
Tschermak, S. von Hrubschitz, Mähren, Sitzgsber. Wiener Akad. LVI. 1867. 291.
F. v. Kubinyi, S. Ungarns, Verhandl. geol. Ges. Ungarn 1866.
Sam. Roth, S. von Tekelsdorf u. Dobschau, Ungarn, Földtani Közlöny IX. 1881. 142.
Becke, S. des niederösterr. Waldviertels, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 322.
Tschermak, S. von Karlstätten, Sitzgsber. Wiener Akad. LVI. 1867. 276. 291.
Höfer, S. von Kraubat, Steiermark, Jahrb. geol. R.-Anst. XVI. 1866. 444.
v. Drasche, S. von Kraubat, Min. Mitth. 1871. 58; vgl. auch ebendas. 114.
v. Zollikofer, S. von Ober-Feistritz, Steiermark, Jahrb. geolog. R.-Anst. X. 1859. 204.
Döll, S. von St. Lorenzen bei Trieben im Paltenthal, Steiermark, Verh. geol. R.-Anst. 1892. 353.
Seeland, S. von Hüttenberg, Kärnten, Jahrb. geol. R.-Anst. XXVI. 1876. 68.
Hussak, alpine Serpentine Österreichs, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 63.
v. Drasche, alpine Serpentine Österreichs, Min. Mitth. 1871. 1.
Weinschenk, Über S.e d. östl. Centralalpen u. deren Contactbildungen. Münchener Habilitationsschrift 1891.
Niedzwiedzki, S. vom Ahrenthal, Troyerjoch u. s. w., Jahrb. geol. R.-Anst. XXII. 1872. 247.
Reuss, S. vom Greiner, Tirol, N. Jahrb. f. Min. 1840. 134.
Cathrein, S.-Findlinge aus d. Ober-Innthal u. s. w., N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 151.
Studer, S. der Schweiz, Geologie der Schweiz, Bern 1851. 317.
Bonney, S. d. rhätischen Alpen (Molins, Marmels u. s. w.), Geol. Magaz. (2) VII. 1880. 538.
v. Fellenberg, S. aus d. Malenker Thal, Graubünden, N. Jahrb. f. Min. 1867. 197.
Sjögren, S. des St. Gotthard, Stockh. geolog. Fören. Förhandl. V. 535.
Stapff, ebendar., Geologisches Profil d. St. Gotth. in der Axe des grossen Tunnels u. s. w. Bern 1880.
Cossa, ebendar., Atti r. accadem. delle scienze, Torino, XVI. 1880. — Boll. com. geol. d'Ital. XI. 1880. 450.
Fr. Sansoni, S. vom Westufer des Orta-Sees, Giorn. min., crist. etc. IV. 1893. 16.
Cossa, S. Piemonts, Toscanas, Elbas u. s. w., Ricerche chimiche e microscopiche su roccie e minerali d'Italia, Torino 1881.
Cossa, S. von Verrayes im Aosta-Thal, Piemont, R. Accad. dei Lincei (3) II. 5. Mai 1878.

G. vom Rath, S. der Lanzothäler in Piemont, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1882. 215.
Jerwis, S. von Toscana, Quart. journ. geol. soc. XVI. 1860. 480.
C. Montemartini, S. vom Cassimoreno-Hügel im Valle del Nure, Gazzetta chimica italiana XVIII. 1888. 108.
Cossa, S. von Bobbio, Apennin, Atti della r. accad. Torino, XVI. 1881.
Cossa, S. von Monteferrato bei Prato, Boll. r. comit. geolog. d'Italia 1881.
Cossa, S. von Calagrande, Grosseto, Toscana, Mem. dell' accad. dei Lincei (3) V. 1880.
Bonney, S. Liguriens u. Toscanas. Geol. Magaz. (2) VI. 1879. 362.
Lotti, S. der Rocca Sillana, Pisa, Boll. com. geolog. d'Italia, VII. 1876. 289.
Lotti, S. von Gerfagnano, ebendas. IX. 1878. 19.
Berwerth, S. von Rosignano u. Castellina marittima, Min. Mitth. 1876. 229.
Hamilton, S. von Monte Catini, Quart. journ. geol. soc. 1845. I. 292.
Carlo Viola, S. aus d. obersten Valle del Sinni, Basilicata, Boll. com. geolog. d'Ital. 1892. Nr. 2.
Cossa, S. von Elba, Mem. dell' accad. dei Lincei (3) V. 1880.
Dieulafait, S. von Corsica, Comptes rendus XCI. 1880. 1000.
Hébert, S. von Corsica, Comptes rendus XCI. 1880. 1003.
Lotti, S. von Corsica, Boll. com. geolog. d'Italia XIV. 1883. 71.
Coquand, S. des Dép. Var, Bull. soc. géol. (2) VI. 1849. 292.
Michel Lévy, S. von Autun, Morvan, ebendas. (3) VII. 1881. Nr. 11.
M. Boule, S. der Haute Vallée de l'Allier, ebendas. (3) XIX. 1891. 971.
Macpherson, S. von Galicia, Anal. sociedad. esp. de hist. nat. X. 1881.
Macpherson, S. der Serrania de Ronda, ebendas. VIII. 1879. 229. — On the origin of the serpentine of the Ronda Mountains, Madrid 1876.
De la Beche, S. des Lizard-Districts, Cornwall, Report on the geology of Cornwall etc. London 1839. 9—100. 473—500.
Bonney, S. des Lizard-Districts, Quart. journ. geol. soc. XXXIII. 1877. 884.
Bonney und Mc Mahon, ebendar., ebendas. XLVII. 1891. 464.
Teall, S. des Lizard-Districts, British Petrography, London 1888. 120.
J. H. Collins, S. von Porthalla Cove, Cornwall, Quart. journ. geol. soc. XL. 1884. 458; auch Geolog. Magaz. (3) II. 1885. 399.
Rutley, gebänderter S. vom Lizard (angegeben als Reibungsbreccie von Anorthitgabbro), Trans. roy. geol. soc. of Cornwall, 1. Nov. 1889.
Bonney, S. von Anglesey, Quart. journ. geol. soc. XXXVII. 1881. 40.
Boué, S. in Schottland, Essai géolog. sur l'Écosse, Paris 1820. 54.
Bonney, S. der Küste von Ayrshire, Quart. journ. geol. soc. XXXIV. 1878. 769.
J. Geikie, S. von Carrick in Ayrshire, ebendas. XXII. 1866. 513.
Judd, S. von Kirriemuir in Forfarshire, ebendas. XLI. 1885. 399.
Bonney, S. von Aberdeenshire, Geolog. Magaz. (3) II. 1885. 439.
Heddle, Bronzit im S. von Aberdeenshire, Mineralog. Magaz. V. 1882. 4.
Heddle, S. von Portsoy in Banffshire, Trans. r. soc. of Edinburgh XXVIII. 1879. 514.
Heddle, S. der Shetlands-Inseln, vgl. Z. f. Krystall. III. 1879. 333.
Teall, S. Grossbritanniens, British Petrography, London 1888. 120.
Pettersen, S. aus dem nördl. Norwegen, N. Jahrb. f. Min. 1876. 613.
Helland, S. von Röraas, N. Jahrb. f. Min. 1876. 670.
Helland, S. von Snarum, Poggendorff's Annalen Bd. 148. 1873. 331.
Eichstädt, S. von Westerbotten u. Jemtland, Schweden, Stockh. geol. Fören. Förh. VII. 1884. 333.
Lemberg, S. von Seljapajalax, Finnland, Archiv f. d. Naturk. v. Livland u. s. w. IV. 1867. 206. 376.

Fräul. M. Tschajtschinsky, S. von Hopunwara bei Pitkäranta, Finnland, vgl. Z. f. Kryst. XVII. 1890. 526.
M. Paul, S. von Briaza in der Bukowina, Jahrb. geol. R.-Anst. XXVI. 1876. 283.
Tietze, S. des südl. Banats, ebendas. XXII. 1872. 45.
Tietze, S. vom Vjesalaberge, Croatien, ebendas. XXII. 1872. 275.
Lenz, S. der Fruška-Gora, Syrmien, ebendas. XXXIII. 1873. 295.
A. Koch, S. der Fruška-Gora, ebendas. XXVI. 1876. 1.
Kišpatić, S. der Fruška-Gora, Mittheil. aus d. Jahrb. d. ungar. geol. R.-Anst. VIII. 1889. 198.
Becke, S. von Griechenland u. Euboea, Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 459. 469.
Teller, S. des mittleren Euboea, Verh. geol. R.-Anst. 1876. 223; vgl. auch ebendas. 327.
Lepsius, S. Attikas, Geologie v. Attika, Berlin 1893. 94.
v. Foullon, S. von Rhodus, Sitzgsber. Wiener Akad. C. 1891. Abth. I. 159.
Diller, S. der Troas, Kleinasien, Quart. journ. geol. soc. XXXIX. 1883. 632.
v. Bukowski, S. vom Kyzyl Dagh, Kleinasien, Verh. geol. R.-Anst. 1892. 137.
Alfr. Bergeat, S. von Cypern, Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 293.
G. Rose, S. des Urals, Reise nach d. Ural, II. 1842. 505. 540; vgl. auch Pogg. Ann. Bd. 82. 1851. 525 (Auschkul).
Kupffer, S. des Urals, Poggend. Annalen XVI. 271.
Cossa und Arzruni, S. des Urals, Z. f. Krystallogr. VII. 1883. 2.
Loesch, S. von Poldnewája, Ssyssert, ebendas. V. 1881. 591; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. 1879. 785.
Kantkiewicz, S. des Urals, N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 357.
K. Jimbō, S. von Hokkaidō, Japan; General geological sketch of Hokkaidō. Satporo 1892. 44.
Verbeek u. Fennema, Serpentinschiefer von Putjangan, Java, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 192.
Renard, S. von Malanipa, Philippinen, Rep. petrology oceanic islands. London 1889. 175.
Sterry Hunt, S. Canadas, London, Edinb. a. Dublin Philos. Magaz. XIV. 1857. 388. — Amer. journ. of sc. (2) XXV. 1858. 217; ebendas. (2) XXVI. 1858. 234.
A. Hayes, S. Nordamerikas, Amer. journ. of sc. (2) XXI. 1856. 382.
C. T. Jackson, ebendar., ebendas. (2) XXIII. 1857. 126.
G. H. Williams, S. von Syracuse, New-York, ebendas. (3) XXXIV. 1887. 137.
Schuster, S. aus Californien, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 1887. 532.
Götz, S. vom Mt. Maré, Transvaal, ebendas. Beilageb. IV. 1885. 168.

Granatfels.

Ein krystallinisch-körniges Gemenge von vorwaltendem **Granat**, welcher von verschiedenen anderen Mineralien begleitet zu sein pflegt, unter denen Hornblende (manchmal als Strahlstein), Epidot, Augit, Quarz, Magnetit die Hauptrolle spielen; von den letztgenannten Mineralien sind in der Regel mehrere vorhanden. In geringerer Menge stellen sich ab und zu noch ein Biotit, Muscovit, Titanit, Apatit, Kalkspath, Eisenglanz, Vesuvian, Olivin, Kupferkies. Bemer-

kenswerth ist die grosse Seltenheit von Feldspath. Aus dem Granat und wohl auch aus der Hornblende entsteht bisweilen reichlicher secundärer Chlorit. — Oft besteht die ganze Masse fast nur aus braunem oder gelblichem, dem blossen Auge mehr oder weniger dicht erscheinendem Granat; in Drusenräumen zeigen sich manchmal schöne Krystalle von Granat oder Hornblende. Die Granaten sind bisweilen mit verschiedenem Kern und Rand oder zonenförmig gewachsen und zeigen dann wohl abnorme Erscheinungen von Doppelbrechung. Als Einschlüsse finden sich in ihnen Hornblende, Augit, Eisenglanz, in der Hornblende Granat, im Quarz Granat, Epidot, Flüssigkeit. — Um den Namen Granatfels zu rechtfertigen, wird man ein sehr erhebliches Überwiegen des Granats zu fordern haben; anderenfalls würden z. B. bei der Combination von Hornblende mit Granat Granatamphibolite vorliegen.

Der mit den Gliedern der krystallinischen Schieferreihe verbundene Granatfels erscheint insbesondere, stets nur in wenig umfangreichen lager- oder linsenförmigen Massen, im Gneiss oder Glimmerschiefer, wo er namentlich mit Granatamphiboliten, Serpentinen, Gabbros, auch Kalksteinen verknüpft ist.

Am Sauberg bei Ehrenfriedersdorf Lager aus vorwiegend braunrothem bis gelbbraunem Granat und grünem Amphibol. — Am Krebsberg bei Ehrenfriedersdorf Einlagerung im hellen Glimmerschiefer, vorwaltend zusammengesetzt aus Granat, Epidot und etwas Zinkblende, wobei bald das erste, bald das zweite Silicat überwiegt. — Lager von Granatfels (schwärzlichgrüner Granat in bis $1\frac{1}{2}$ Zoll grossen Dodekaëdern, Epidot und Quarz) erscheinen auch in dem das Zwitterstockwerk von Geyer umgebenden Gneissglimmerschiefer (Schalch, Sect. Geyer, 1878. 31). — Bei Königswalde (und Grumbach) lagert im rothen Gneiss ein grobes Aggregat von feinkörnigem bräunlichrothem Granat und grossblätteriger grünlichschwarzer Hornblende (ganz durchspickt mit Granat); vereinzelt Biotit, Muscovit, Kupferkies (Schalch, Sect. Annaberg 1881. 29). — Der Kupferhübel bei Kupferberg im n. Böhmen ist das Ausgehende eines Magnetit und Kupferkies führenden Strahlstein-Granatlagers; derber rothbrauner Granat waltet vor; ausser dem Strahlstein und Magnetit noch Augit, chloritischer grüner und schwarzer Glimmer, sehr selten Titanit; der aufgelöste Granat ist in den Hohlräumen und Rissen als derber Kitt oder in Krystallen, und zwar hier von graugrüner Farbe wieder abgesetzt (Sauer, Sect. Kupferberg 1882. 38). — Das Lager im Glimmerschiefer südl. von Kretscham hält derben Granat, Chlorit, z. Th. reichlich dunkelgrünen Augit, etwas Strahlstein (Sauer, Sect. Wiesenthal 1884. 34). — Bei der Pöhla-Brücke in Globenstein Lager im Glimmerschiefer, bestehend z. Th. aus Granatfels (mit Salit, wenig Quarz und Eisenglanz), z. Th. aus einem Salitgestein. — An der Südseite des Teufelsteins bei Bernsbach Lager im hellen Glimmerschiefer, theils aus reinem Granat, theils im körnigen und lagenweisen Gemenge mit Quarz und Epidot (Schalch, Sect. Schwarzenberg 1884. 36. 42). — Über das Magnetit und Epidot führende Granatfelslager von Berggiesshübel s. unten. — In Böhmen enthält der Glimmerschiefer bei Abertham und nordöstlich von Bäringen in der Gegend von Joachimsthal nicht unbeträchtliche Einlagerungen von Granatfels, die stellenweise eine Mächtigkeit von 10 Klaftern erreichen (Jokély, Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 30).

Auf der Hohen Waid im Odenwald lagert Granatfels in den krystallinischen Schiefern, ein Gemenge von sehr vorwaltendem kolophoniumbraunem Granat mit accessorischem Quarz, hier und da Calcit, grünlichschwarzer strahliger Hornblende und Epidot. Die Mineralien treten in der Gesteinsmasse nur in Körnerform auf,

in den häufigen Drusen dagegen nicht selten als wohlgebildete Krystalle; bisweilen sind kleine Kryställchen von Scheelit zugemengt (Benecke u. Cohen, Geogn. Beschr. d. Umg. v. Heidelberg 1881. 27).

In dem mineralreichen Kalklager von Geppersdorf, s. von Strehlen in Niederschlesien, bilden stellenweise Granat, Pyroxen und Feldspath mit etwas Calcit und mikroskopischem Titanit »einen compacten festen Granatfels« (Schumacher, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 493). — Aus der Umgegend von Prabsch im südl. Böhmerwald beschreibt Schrauf einen mit Eklogit und Serpentin zusammenhängenden »Almandinfels«, bei welchem ein feinfaseriges bis dichtes graugrünes Aggregat von Diallag (ca. 35 % ausmachend) Granatkörner (ca. 60 %) netzartig umschliesst, wobei bisweilen die Granaten als Structurcentra für Diallagfasern dienen, deren Enden von Omphacit umsäumt werden; ganz untergeordnet Hornblende (Z. f. Kryst. VI. 1882. 323). — Der Granat (»wahrer Almandin«) ergibt aber 40,07 SiO_2, 26,75 Al_2O_3, 11,87 Fe_2O_3, 10,69 FeO, 5,27 MnO, 3,12 CaO, 2,23 MgO und führt auf die Formel $R(R_2)Si_2O_8$ (O.-Verh. = 1:3:4), welches nicht diejenige des Granats $R_3(R_2)Si_3O_{12}$ (O.-Verh. = 1:1:2) ist. — Über Granatfels aus dem Hradisko-Wald in Mähren vgl. Bukowski in Verh. geol. R.-Anst. 1890. 328.

Am Wandl im Dorfer Thal bei Pregratten in Tirol mit Serpentin verbundener Granatfels aus vorwaltendem Granat, etwas Epidot, wenig Calcit (Niedzwiedzki, Jahrb. geol. R.-Anst. XXII. 1872. 247). — Dem massigen Serpentin im piemontesischen Sturathal ö. von der Corbassera ist ein Lager von derbem rothbraunem Granat eingeschaltet, welches noch Chlorit, Diopsid, Sphen, Apatit, Calcit, derbes Buntkupfererz und Kupferglanz führt. In den Drusen bildet sowohl der Granat als der Chlorit schöne Krystalle. Ein anderes Granatlager findet sich im Gebiet von Cantoira im Valle-Grande (Strüver, N. Jahrb. f. Min. 1871. 349).

Ö. von Collobrières im Dép. Var lagert im Glimmerschiefer eine bisweilen 10 m mächtige Masse von Granatfels (Coquand, Bull. soc. géol. (2) VI. 1849. 291). — Am Cap Calamita auf Elba findet sich zwischen Kalkstein und der Augit-Lievritmasse ein Granatfels, welcher bis zollgrosse Granatkrystalle (∞O.2O2) aufweist, von Magneteisenschnüren durchzogen ist und Kalkspathnester einschliesst. In der Schlucht del Bavatico zwischen San Piero und S. Illario auf Elba erscheint ein mit Saussuritgabbro zusammenhängendes Granatgestein, welches aus innig verbundenem rothbraunem gewöhnlichem und apfel- bis graugrünem grossularähnlichem Granat besteht, zu denen bisweilen Epidot tritt (vom Rath, Z. geol. Ges. XXII. 1870. 723. 637). — Nach Macpherson sind im nördl. Theile der Provinz Sevilla Lager von Granatfels den Gneissen eingeschaltet (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 219). — Žujović führt Granatfels vom M. Kopaonik in Serbien an (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVI. 1886. 75).

Im Übergangskalkstein von Bogoslowsk im Ural beobachtete G. Rose einen gelblichbraunen, stark fettglänzenden Granatfels, häufig von kleinen Quarzadern durchsetzt; er erscheint in Lagern, die man bis auf eine Länge von 130 Lachtern verfolgt hat und die zuweilen eine Mächtigkeit von 20 Lachtern gewinnen (Reise nach dem Ural I. 398). — In Transbaikalien entwickelt sich zufolge Vélain Granatfels aus den Granatamphiboliten (Bull. soc. géol. (3) XIV. 1886. 141). — Nach Sterry Hunt kommt Granatfels bei St. Joseph in Canada vor, wo weisser Thongranat, gemengt mit Feldspath, Hornblende oder Serpentin lagerartige Massen bildet.

Am Ende des Big Cottonwood Cañon, Wahsatch Range, Utah, erscheint als Glied der archäischen Formation ein ziemlich grobkörniges Gemenge von braunem Granat und Quarz mit feinem Epidot-Gespinnst in den Höhlungen und mikroskopischen Eisenglanzblättchen; die Granaten sind höchst ausgezeichnet aus feinsten, meist nur 0,0015 mm dicken Lagen aufgebaut, der Quarz führt grosse, scharf pyra-

midale Flüssigkeitseinschlüsse (F. Z., Sitzgsber. sächs. Ges. Wiss. 1877. 160; Hague und Emmons, Descriptive Geology, 40. Parallel 1877. II. 360).

[Das magnetithaltige Granatfelslager von Berggiesshübel in Sachsen ist den Diabastuffen der Silurformation eingeschaltet und zwar innerhalb eines durch den Markersbacher Granit contactmetamorphisch veränderten Areales derselben, weshalb es von Beck als ein dem Kalksilicathornfels vergleichbares Umwandlungsproduct von eingelagerten silurischen Kalksteinen betrachtet wird; Sect. Berggiesshübel 1889. 58.]

Turmalinschiefer (Schörlschiefer).

Local sind mit dem Complex der krystallinischen Schiefer Turmalinschiefer (Gemenge von Turmalin und Quarz) verknüpft, welche als ganz normale Glieder desselben erscheinen und nicht, wie die II. 119 genannten, an Spalten gebundenen Turmalinschiefer als metamorphische Producte des Granitcontacts gelten, auch nicht wie der II. 125 aufgeführte Schörl-rock als Umbildungen von Graniten aufgefasst werden können; sie pflegen sich aus anderen turmalinführenden krystallinischen Schiefern herauszuentwickeln.

So geht im Erzgebirge Turmalinschiefer aus sehr turmalinreichem hellem Glimmerschiefer hervor, ohne dass ein Contactproduct vorliegt, z. B. am Hammerberg bei Rittersgrün, bei Gornau auf Sect. Zschopau (mit etwas Eisenglanz). Am Oberhals bei Schmiedeberg (Sect. Kupferberg) entwickelt sich Schörlschiefer aus sehr feldspatharmem, glimmer- und granatreichem Muscovitgneiss mit reichlichem Turmalingehalt; vgl. S. 230. Auf Sect. Johanngeorgenstadt treten mitten im Gebiet des normalen Phyllits und ausser sichtbarem Contact mit irgend einem Eruptivgestein Turmalinschiefer auf, höchst ähnlich den im Bereich der Contactzonen vielfach verbreiteten; es sind dünne Lagen und Schmitzen von milchweissem feinkörnigem Quarz und solche von feinkörnig-stengeligem Turmalin (ebenfalls mehr oder weniger Quarz führend); beide Lagen wechseln vielfach mit einander ab und keilen sich gegenseitig aus, bald eben, bald gefältelt und gebogen; auf dem Hauptbruch liegt z. Th. ziemlich viel weisser feinschuppiger Glimmer (Schalch 1885. 47). — Auch bei Tirschnitz (S. 310) und Neu-Albenreuth im ostbayerischen Grenzgebirge erscheint Turmalinschiefer, welcher kein Contactproduct ist, als Zwischenlagen im Phyllit (Gümbel 495). Vgl. ferner das Hervorgehen aus Turmalingranulit S. 254.

Eigenthümliche sandsteinähnliche, unvollkommen schieferige Gesteine, rotheisenschüssig oder durch Kohle dunkelgrau gefärbt, vom Ostabhang des Mont Maré im Transvaal, sind nach Götz Quarz-Turmalinschiefer: Um kleine Quarzkörner (mit Zirkoneinschlüssen), welche der Hauptsache nach als allothigen gelten, zieht sich flaserig ein dichtes Cäment, welches u. d. M. aus vorherrschenden farblosen Turmalinsäulchen, spärlichen farblosen Muscovitblättchen, Rutil, Eisenoxydhydrat, kohliger Substanz und gelegentlich etwas (authigenem) Quarz besteht (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 162).

Anderweitige Silicatgesteine.

Ein grau gefärbtes Aggregat von Skapolithindividuen, meist sehr feinkörnig oder dicht, bildet, begleitet von Tremolit und Augit, bei Canaan in Connecticut ein ungefähr 2 Meilen langes, 1000—2000 Fuss mächtiges Lager zwischen Glimmerschiefer und dolomitischem Kalkstein. H. = 6,5; spec. G. 3,07; Gehalt nach Dana: 53,37 SiO_2, 10,38 Al_2O_3, 4,50 Fe_2O_3, 25,80 CaO, 1,62 MgO, 4,00 CO_2 (Hitchcock, Rep. on the geology etc. of Massachusetts 1838. 315). — Über ein körniges Augit-Skapolithgestein aus der Umgegend von St. Nazaire, welches wahrscheinlich zu den krystallinischen Schiefern gehört, berichtet Lacroix in Comptes rendus CIV. 1887. 1011; dem blossen Auge treten Skapolith (Dipyr) in Körnern oder etwas verlängerten Prismen und grüne Augitkörner, auch braune Titanite hervor; Oligoklas erscheint zuweilen an Stelle des Skapoliths; anderweitig enthält das Gestein wohl noch Calcit, Rutil, Apatit, Epidot, gelben Vesuvian, Eisenkies, Magnetkies.

Von der Kupfermine im Hererolande (S.-W.-Afrika) beschreibt Wulf ein Wollastonit-Diopsidgestein, bestehend aus ungefähr gleichen Theilen glasglänzenden Wollastonits (dessen Leistchen ca. 1 mm lang und ½ mm breit sind) und ganz reinen grasgrünen körnigen Diopsids (mit 1,35 % Thonerde); im Hererolande kommen auch skapolithführende Wollastonit-Pyroxengneisse vor (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 230). — Lacroix erwähnt innerhalb der krystallinischen Schiefer von Cazenave (Dép. der Ariège) ein Gestein, gebildet aus Wollastonit, Augit, Skapolith und Granat (Comptes rendus CX. 1890. 54).

Mit den Biotitgneissschichten verbunden kommt bei Roguedas unfern Vannes in der Bretagne ein Granat-Vesuvian-Pyroxengestein vor, bestehend aus vorwaltenden hellgrünen, etwas diallagartigen und theilweise in Hornblende umgesetzten Pyroxenkörnern, Granat, Vesuvian und spärlichem Quarz; (letztere drei mikroskopisch; Feldspath fehlt (C. W. Cross, Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 378).

Im Gneissgebiet von Peguerinos, Distr. Avila in Spanien, finden sich zufolge Quiroga y Rodriguez Blöcke eines Disthenfels, zusammengesetzt vorwiegend aus Disthen mit nur wenig Orthoklas, Muscovit, Biotit und Quarz (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1881. II. 223. Ref.). — Die cyanitführenden Eklogite des Bachergebirges lassen zufolge Ippen bisweilen Omphacit und Granat soweit zurücktreten, dass es zur Ausscheidung grösserer Massen reinen Cyanits kommt.

Limurit. Den Namen gab Frossard zu Ehren des um die mineralogische Kenntniss der Pyrenäen verdienten Grafen Limur in Vannes. Das eigenthümliche, recht zähe Gestein besteht zur grösseren Hälfte aus Axinit in reinen, fast zolllangen dunkelviolettgrünen, manchmal streifigen Individuen und in verworren gelagerten anderen Blättern, welche von sehr feinen tiefgrasgrünen Körnchen reichlich durchwachsen sind; letztere, welche auch selbständige Partieen bilden, werden u. d. M. aus grünlichgelbem Pyroxen und dunkelgrünem Amphibol in inniger Verschränkung zusammengesetzt. Ausserdem erscheinen u. d. M. noch

wasserklare Quarzkörner, Kalkspath, Titanit, Eisenkies und Magneteisen. Der Axinit bildet vielleicht 60% des Gesteins, Augit und Hornblende 30—35, Quarz und Kalkspath 10—5%. In grössere Hohlräume ragen scharfkantige Theile von Axinitkrystallen hinein, die grünen Mineralien bilden hier warzenförmige Krystallhäufchen. Feldspath, Glimmer, Chlorit oder ein talkartiges Mineral fehlen gänzlich. Das Gestein findet sich anstehend, unterhalb Glimmerschiefer und Granit, in den Pyrenäen etwas oberhalb der Cabane Chiroulet auf dem rechten Ufer des vom Col de Barran herabkommenden Wildwassers auf dem Wege nach dem Lac bleu, welcher im Hintergrunde der Vallée de Lesponne liegt, auch als Gerölle im Flussbett des Adour in der Gegend von Bagnères de Bigorre, sowie in über halbkubikmetergrossen Blöcken an der Brücke von Gerde auf dem Wege ins Campanerthal (F. Zirkel, N. Jahrb. f. Miner. 1879. 379). Ein anderes Vorkommen fand Gourdon am Bassia d'Arbizon (Bull. soc. géol. (3) IX. 1881. 156).

Quarzit, Carbonatgesteine, Erzgesteine.

Die Quarzite, Kalksteine, Dolomite, Erzgesteine, welche sich an dem Complex der krystallinischen Schiefer betheiligen, sind in der S. 425 beginnenden dritten Hauptabtheilung zusammen mit denjenigen behandelt, die den sedimentären Formationen angehören.

Smirgel.

Klein- und feinkörniges Aggregat von Korund von bläulichgrauer und unrein smalteblauer Farbe, sehr häufig mit Magnetit gemengt. Die Grundsubstanz des Smirgels wird u. d. M. in sehr dünnen staubartigen Splittern fast farblos, in dickeren Körnchen sehr häufig deutlich blau, hin und wieder etwas ins gelbliche, und enthält ausser vielen dunkelumrandeten Hohlräumen mehr oder weniger massenhaft eingewachsene schwarze, ganz impellucide oder nur an den Rändern dann und wann sehr schwach bräunlichschwarz durchscheinende Körnchen, welche in HCl rasch löslich, aller Wahrscheinlichkeit nach dem Magnetit angehören.

Am Ochsenkopf bei Bockau unfern Schwarzenberg in Sachsen bildet Smirgel mit sog. Beilstein, Korund, Meneghinit und Talk ein jetzt nicht mehr bebautes Lager im normalen glimmerigen Quarzphyllit. — Die berühmten Smirgellager der Insel Naxos finden sich bei Wothri und Pereto im körnigen Kalkstein, welcher dem Glimmerschiefer und Gneiss eingelagert ist. In ähnlicher Weise erscheint der Smirgel auf Samos und bei Magnesia in Kleinasien. — Ch. Jackson berichtete über ein in der

Nähe von Chester, Hampden Co. in Massachusetts, aufgefundenes, 3—10 Fuss Mächtigkeit besitzendes Smirgellager im Glimmerschiefer, welcher mit Hornblendeschiefer, Talk- und Chloritschiefer vergesellschaftet ist. Das Vorkommen ist dem von Naxos ähnlich, der Smirgel ist mit Magneteisen und Rotheisen gemengt, und von zahlreichen Margaritadern durchzogen; nach Lawrence Smith begleiten ihn auch Diaspor, Corundophilit, Biotit, Turmalin, Titaneisen (im Margarit), Brookit oder Rutil.

F. Zirkel, Mikrostructur d. Smirgels, N. Jahrb. f. Min. 1870. 822.
Schalch, Smirgel vom Ochsenkopf, Erläuter. zu Sect. Schwarzenberg, 1884. 70.
K. v. Hauer, Smirgel von Smyrna, Verh. geol. R.-Anst. 1868. 102.
P. v. Tchihatcheff, Smirgel in Kleinasien, Comptes rendus 20. März 1848.
L. Smith, Smirgel in Kleinasien, l'Institut 1850. XVIII. 225. 257.
Landerer, Smirgel von Naxos, N. Jahrb. f. Min. 1850. 681.
Ch. Jackson, Smirgel von Chester, Comptes rendus LX. 1865. 421.
Lawrence Smith, Smirgel von Chester, Amer. journ. XLII. Nr. 124. S. 83.

Graphit, Graphitschiefer.

Das Graphitgestein ist ein grobschuppiges bis feinschuppiges oder fast dichtes, eisenschwarzes Aggregat von vorwiegendem Graphit, metallglänzend, fettig anzufühlen, weich und abfärbend; spec. Gew. 1,9—2,2. Über die weiteren Eigenschaften des Minerals Graphit (des Graphitits und sog. Graphitoids) s. I. 434 und 845. Bisweilen ist das Graphitgestein in eigenthümlicher Weise säulenförmig zerklüftet, wie denn zufolge Nöggerath in Sibirien ziemlich regelmässige sechsseitige Säulen vorkommen, etwa 2 Zoll dick und einige Fuss lang; ähnliches findet sich an ceylonischen und nordamerikanischen Graphiten.

Die mehr oder weniger dicht erscheinenden Graphitschiefer pflegen übrigens nicht allein aus Graphit zu bestehen, sondern enthalten neben dessen kleinen zackigen Blättchen Quarz in grösserer oder geringerer Menge, gelegentlich auch Biotit, Chlorit, Turmalin, Rutil, Carbonate. Der ceylonische Gr. umhüllt nach Sandberger Kerne von Quarz, Orthoklas, strahliger Hornblende, Glimmer, Apatit, Eisenkies, verwittertem Andesit und chlorithaltigem Kaolin; auch wird die Graphitmasse durchsetzt von vielen farblosen Rutilnadeln und nadelförmigen Pseudomorphosen von Titaneisen. Auf der Hauptspaltungsfläche 0P des ceylonischen beobachtete er sich unter 60° und 120° kreuzende Nadeln von farblosem und durch Eisengehalt schwärzlichem Rutil (Nigrin), meist schon von makroskopischer Grösse eingewachsen. In dem Graphitlager von Mühldorf bei Spitz in Niederösterreich erkannte H. Wichmann spindelförmige spitzpyramidale Krystalle von meist röthlichem bis bläulichem Korund, ca. 0,5 mm dick, 7—25 mm lang (Verh. geol. R.-Anst. 1884. 151); die darin angeführten Glaseinschlüsse sind wohl etwas zweifelhaft. J. Szombathy will, wie in Verh. geol. R.-Anst. 1877. 71 mitgetheilt wird, an Hausenblasen-Abdrücken eines sibirischen Gr. ziemlich häufig u. d. M. eine deutliche Zellenstructur beobachtet haben, ganz jener ähn-

lich, welche sich an Hausenblasen-Abgüssen recenter Pflanzentheile beobachten lässt (?).

Graphitschiefer kommen als regelmässige Einlagerungen in krystallinischen Schiefern vor, wobei sie sich öfters aus graphithaltigen Gliedern der letzteren (vgl. z. B. S. 303 und Quarzit) entwickeln. Den Gneissen sind sehr häufig solche Lager untergeordnet, welche in vielen Fällen mit Kalklagern, oft auch mit Kaolinlagern in Verbindung stehen. Bedeutende, stellenweise 7 Klafter mächtige Graphitlager finden sich, vergesellschaftet mit Lagern von körnigem Kalk, zwischen Schwarzbach und Stuben, w. von Krumau im Budweiser Kreise Böhmens. Die Zwischenmittel zwischen den einzelnen Graphitlagern bestehen aus stark verwittertem Gneiss, das Liegende derselben wird häufig aus Kaolin gebildet. Im mährischen Gneiss lagern nach Glocker und Fötterle ausgezeichnete Gr.e, z. B. bei Vöttau, Hafnerluden, Vrain, wo ebenfalls die Association mit Kalkstein und auch Kaolin deutlich hervortritt. Bei Geras, Doppach, Brunn a. Walde in Österreich finden ähnliche Verhältnisse statt; an letzterem Ort enthält das dem Gneiss eingeschaltete Kalksteinlager Lager von Gr. Zobel beschrieb unreine Graphitlager bei Tannhausen, Neugericht und Bärsdorf im Gneiss des Eulengebirges in Schlesien. Von anderen Graphitlagern im Gneissgebiet seien erwähnt die schwedischen von Gillermarksberg in Westmanland, welche Hisinger, die von Strath-Tarrar in Nordschottland, welche Jameson, die von Brimfield, North-Brookfield, Sturbridge in Massachusetts, welche Hitchcock untersuchte.

Das bekannte Graphitvorkommen der Umgegend von Passau findet sich sowohl mit Gneiss als mit Glimmerschiefer verbunden; das bedeutendste Lager erstreckt sich nach Wineberger $\frac{3}{4}$ Stunde weit in o.w. Richtung von Pfaffenreuth über Kropfmühl nach Oedhof. Was hier als Gr. gewonnen wird, ist eigentlich zur Hauptmasse ein tief hinab völlig verwitterter Gneiss mit Gr. anstatt des Glimmers.

Im Glimmerschiefer Kärntens erscheinen, abermals mit Kalksteinen vergesellschaftet, nach Peters an mehreren Punkten kleine Graphitlager, z. B. zwischen Afritz und Radenthein, wo sie auch Kaolin umschliessen, was um so auffallender ist, als in weiter Umgegend keine Feldspathgesteine anstehen. Bei Schwarzenberg und Elterlein in Sachsen, bei Grossklenau und Höfen unweit Tirschenreuth im Fichtelgebirge geht der Glimmerschiefer in den Graphitschiefer über. Wie in den mährischen Gneissen, so treten auch in den dortigen Glimmerschiefern Graphitlager auf, so z. B. nach Zobel ein 4—5 Fuss mächtiges zwischen Goldenstein und Altstadt; gleichfalls in den Glimmerschiefern Niederschlesiens und der Grafschaft Glatz, z. B. im Schlackenthal bei Reichenstein, zwischen Petrikau und Silbitz, wo vier solcher Lager erscheinen, bei Weisswasser, Conradswalde und anderen Punkten im Habelschwerdter Kreise. Zu Worcester in Massachusetts kennt man ein langhinziehendes, 2 Fuss, und zu St. John in Neubraunschweig ein sogar über 20 Fuss mächtiges Graphitlager im Glimmerschiefer. Sehr bedeutende Graphitlager finden sich, wie angegeben wird, im Thonschiefer, in Sibirien im District von Semipalatinsk und an den Flüssen Tunguska, Bachta und Kucika, welche sich in den Jenissei ergiessen; auch im Tunkinsker Gebirgszuge 400 Werst westl. von Irkutsk auf der Grube Mariinskoi wird sehr viel Gr. gewonnen. — Während so der Gr. für gewöhnlich in den archäischen Formationen lagert, erscheint er nach Stur, Toula und v. Foullon in den Alpen zwar auch in krystallinischen Schiefern, welche aber dem Subcarbon angehören. Dem Nordsaum der centralen Gneissmassen der Ostalpen entlang erstreckt sich von Steinach-Irdning durch das Paltenthal, Murthal, über Leoben, Bruck bis nach Gloggnitz ein Zug von graphitischen Chloritoidschiefern mit Conglomeraten, Sandsteinen und Kalksteinen, zum Carbon gehörig, und in den tiefsten Horizonten erscheinen Flötze und Linsen von mehr oder weniger reinem Gr.

Die berühmten Gr.e von Borrowdale bei Keswick in Cumberland finden sich in unregelmässigen Nestern auf Gängen, welche aus Kalkspath, Braunspath und Quarz bestehen und im Feldspathporphyr aufsetzen. Nach Johannes Walther bildet der Gr. auf Ceylon zwischen Ratnapura und Kaltura sich verästelnde Gänge (der beobachtete mächtigste 12—22 cm breit) in einem zu Laterit zersetzten Gneiss, welcher selbst ganz frei von Gr. ist; die Stengel des Gr. stehen senkrecht auf den Salbändern; Walther hält hier eine Reduction des Gr. aus kohlenstoffhaltigen Dämpfen für wahrscheinlich.

E. Fr. Glocker, De graphite moravico et de phaenomenis quibusdam, originem graphitae illustrantibus. Vratislav. 1840.
A. Heinrich, Gr. des Mährischen Gesenkes, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 91.
Zobel, Gr. in Mähren und Niederschlesien. N. Jahrb. f. Min. 1854. 724.
Tietze, Gr. von Kunstadt in Mähren, Verh. geol. R.-Anst. 1873. 38.
Zobel, Gr. in Schlesien u. d. Grafschaft Glatz, Karsten's u. v. Dechen's Archiv XXIII. 1850. 178.
Zobel und v. Carnall, Gr. des Eulengebirges, Karsten's Archiv III. 1831. 52.
Lipold, Gr. von Swojanow in Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. XIII. 1863. 261.
Zippe, Gr. von Schwarzbach in Böhmen, N. Jahrb. f. Min. 1841. 582.
v. Hochstetter, Gr. von Schwarzbach, Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 56; vgl. darüber auch Woldrich, Verh. geol. R.-Anst. 1885. 400.
Schrauf, Gr. von Mugrau, Böhmen, N. Jahrb. f. Min. 1877. 251.
Stur, Gr. von Pistau, s.w. Iglau, Mähren, Verh. geol. R.-Anst. 1872. 208.
Waltl, Gr. von Passau, Correspondenzbl. zool.-mineral. Ver. Regensburg II. 158.
Paul, Gr. vom Paltenthal bei Rottenmann, Steiermark, Verh. geol. R.-Anst. 1872. 169; vgl. auch ebendas. 1871. 49 und 114.
C. v. John, Gr. Steiermarks, ebendas. 1892. 413.
v. Oeynhausen u. v. Dechen, Gr. von Borrowdale, Cumberland, Karsten's Archiv II. 1830. 285.
Postlethwaite, ebendar., Quart. journ. geol. soc. XLVI. 1890. Proceed. 124.
Gr. von St. John in Neubraunschweig, Amer. journ. sc. a. arts (2) XIV. 280.
Dawson, Gr. der Laurentiangruppe, Nordamerika, Quart. journ. geol. soc. XXVI. 1870. 112.
Nöggerath, Gr. aus Sibirien, Sitzgsber. niederrh. Ges. zu Bonn, 17. Juli 1865.
Schöffel, Gr. aus Sibirien, Jahrb. geol. R.-Anst. XVI. 270.
Sandberger, Gr. aus Ceylon, N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 12.
Joh. Walther, Gr. aus Ceylon, Z. geol. Ges. XLI. 1889. 359.

Jüngere krystallinische Schiefer.

Angesichts des Umstandes, dass im Erzgebirge, Böhmerwald, in den Sudeten, in Schwarzwald und Vogesen, in der Bretagne, den Pyrenäen, im Centralplateau Frankreichs, in Skandinavien u. a. Gegenden sehr ausgedehnte Ablagerungen krystallinischer Schiefer vorkommen, welche älter als die cambrischen Bildungen oder wenigstens älter als die ältesten fossilführenden Sedimente der betreffenden Regionen sind, gelangte die Meinung zur Verbreitung, dass alle krystallinische Schiefer dasselbe archäische geologische Alter besitzen, dass sie älter seien als

die cambrische Formation. Fortgesetzte Untersuchungen haben die früher wohl schon von vereinzelten Geologen geahnte oder betonte Unrichtigkeit dieser Vorstellungen ergeben, indem Gesteine, welche petrographisch ganz dem Begriff krystallinischer Schiefer entsprechen, auch noch in höheren geologischen Horizonten vorkommen, wo sie als das stratigraphische Aequivalent von fossilführenden Sedimentärformationen und wohl grösstentheils aus deren Material durch Umwandlungen hervorgegangen gelten müssen. Manchmal hat man allerdings schon von krystallinischen Schiefern gesprochen, wo Gesteine vorliegen, die noch deutlich ihren klastischen Ursprung verrathen und es mag auch der Fall sein, dass von den hier behandelten Materialien diese oder jene sich bei näherer Untersuchung als nur halbkrystallinisch erweisen.

Im Folgenden ist versucht worden, einige der hauptsächlichen Vorkommnisse dieser »späten krystallinischen Schiefer« auf Grund der neueren Wahrnehmungen zusammenzustellen, wobei als Ergänzung dasjenige dient, was von anderem Gesichtspunkt aus schon S. 150 ff. über diese Materialien angeführt wurde. Auf genetische Verhältnisse wird dabei hier nicht mehr speciell eingegangen. Vielfach ist zur Entstehung dieser Gesteine die Dislocationsmetamorphose zu Hülfe genommen worden; dennoch gibt es eine Anzahl von Beispielen, bei denen die kaum gestörte Lagerungsweise der Schichten diese Annahme als unstatthaft erscheinen lässt (S. 174). — Etliche der wohl eigentlich hierher gehörigen Vorkommnisse sind übrigens schon im Verband mit älteren im Vorhergehenden behandelt worden, so die Ardennenphyllite (S. 311) und die Taunusschiefer (S. 315).

Österreichische Alpen. An der Würmalp bei Kaisersberg in Steiermark treten als Liegendes und Hangendes von Graphitschiefern (graphitischen Glimmer-Chloritoidschiefern), welche wohlbestimmbare untercarbonische Pflanzenreste enthalten, »Phyllitgneisse« von hochkrystallinischer Structur auf; sie sind sehr dünnplattig, glänzend, auf der Schieferoberfläche erscheinen kleine Muscovitblättchen und ganz winzige regellos vertheilte Turmaline; das Gestein besteht u. d. M. aus Mikroklin und Orthoklas, Quarz, Muscovit und Turmalin. Mit demselben sind Chloritoidschiefer verbunden (s. S. 305). Nach W. hin bilden in dem Palten- und oberen Ennsthal grünliche geschieferte untercarbonische Gneisse das Aequivalent; es sind Fibrolithgneiss, Albitgneiss (mit viel Titaneisen und Epidot, accessorischem Muscovit, Turmalin, Granat, Pyrit, Carbonat), auch grüne Biotitschiefer mit sehr zahlreichen Rutilkryställchen (v. Foullon, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXIII. 1883. 207; D. Stur, ebendaselbst 191).

Tief unter dem Niveau, welches früher als ungefähre Grenze zwischen der Primärformation und dem Silur betrachtet wurde, fand Helmhacker in Kalksteinen, die zwischen den hochkrystallinischen Phylliten, Chlorit- und Glimmerschiefern eingelagert sind, Reste von Crinoiden, Korallen und Brachiopoden (bei Sunk, Kallwang, Leoben), welche beweisen, dass ein ansehnlicher Theil der vordem der nordalpinen Primärformation zugewiesenen krystallinischen Schiefer in der That dem Silur angehört.

Auch aus der durch Vacek als Silurschiefer bestimmten Gruppe der Radstädter Tauern und deren westlicher Fortsetzung beschreibt v. Foullon Einlagerungen von: »Dioritschiefer« (Feldspath, Hornblende, Titaneisen, Pyrit, quarzfrei); »Muscovitschiefer« (z. B. zwischen Schwaighof und Blumeck bei Wagrein, am Kulm bei

Ramsau, im Dientener Thal) von phyllitischem oder »thonschieferartigem« Aussehen, aber nicht zu unterscheiden von den Muscovitschiefern des Albitgneisses der Gneiss-Glimmerschiefergruppe; sie bestehen aus Quarz, Muscovit, Rutilnädelchen, ab und zu mit Hornblende oder Ankerit, überall auch etwas Turmalin; Apatit selten, Biotit, Feldspath vereinzelt. »Silurischen Gneiss« (vom Fuss des Mitterberges bei Schloss Gstatt), schlecht schiefernd, auf Bruchflächen fast grauwackenartig, auf Trennungsflächen mit grünlichgrauem Glimmerüberzug; vorwiegend Quarz und Muscovit, Hornblende selten, Ankerit häufig, Erz local angehäuft, Turmalin selten; der Nachweis von Feldspath in diesem »Gneiss« gelang aber nur mit Schwierigkeit (Jahrb. geol. R.-Anst. 1884. 651). Über dem Silur eingelagerte Chloritoidglimmerschiefer der Radstädter Tauern s. S. 283. — Am Serlos in den Stubaier Alpen ist nach Frech den rhätischen Schichten ein grobflaseriger Gneiss eingeschaltet (ebendas. XXXVI. 1886. 355).

In der Roman-Banater Militärgrenze gehören nach U. Schloenbach Schiefer, ganz von dem Aussehen krystallinischer Gesteine, zur Steinkohlenformation, enthalten carbonische Pflanzenreste (Verh. geol. R.-Anst. 1869. 262). Phyllitische Schiefer in Bosnien, welche anfangs als krystallinisches Grundgebirge galten, ist Tietze später (ebendas. 1879. 156) geneigt, zum Flysch zu rechnen.

Insbesondere wird in den *Schweizer Alpen* einer grossen Anzahl von Schiefern ein Alter zugeschrieben, welches ihre Einreihung an dieser Stelle bedingt. Nach Heim, Baltzer, v. Fellenberg u. a. schweizer Geologen bestehen die Centralmassivs in ihrem Kern zu vielleicht zwei Dritteln aus wirklichen alten präcambrischen Schiefern (Granitgneiss, Protogin u. s. w.) und zu ca. einem Drittel aus krystallinischen Schiefern, welche ursprünglich palaeozoische Sedimente darstellten, die durch Druckmetamorphose umgewandelt wurden (Sericitgneiss, Phyllite, Chloritschiefer, Glimmerschiefer, Amphibolite). Die Grenze zu ziehen zwischen jenem Kern und diesen jüngeren Schiefern, welche auch noch vielfach in einander gepresst sind, ist schwer. Aber dass die letztgenannte Abtheilung, welche bislang verhältnissmässig weniger untersucht wurde, wirklich palaeozoisch ist, zeige sich z. B. daran, dass am Ende des Centralmassivs sich aus den Sericitgneisszonen bestimmte Zonen carbonischer Schiefer entwickeln; ja es kann selbst der zwischen die alten echten krystallinischen Schiefer eingefaltete permische Verrucano so anscheinend zu einem Theil des Centralmassivs werden. — Nun gibt es aber mehrorts in den Schweizer Alpen noch andere krystallinische schieferige Gesteine (z. B. am Scopi, im Valserthal, Urserenthal, Gegend von Piora, Nufenenpass, Val Canaria u. a. O.), denen ein ursprünglich mesozoisches Alter zugeschrieben wird und welche immer von Sedimentärgesteinen begleitete Muldenzonen zwischen den Centralmassivs bilden; obschon dieselben manchmal äusserlich mit wirklichen krystallinischen Schiefern verwechselt werden könnten, werden sie doch von den schweizer Geologen nicht so aufgefasst und auch nicht so benannt. Zu ihnen gehört ein grosser Theil derjenigen Complexe, welche früher von Theobald »Bündner Schiefer« genannt wurden. Diese Gesteine sind Gegenstand mehrfacher Untersuchungen gewesen, welche aber, namentlich auch in der Auffassung der geologischen Rolle, in manchen Punkten von einander abweichen. Im Nachstehenden ist zunächst der

Darstellung von Carl Schmidt gefolgt (Anhang zur XXV. Liefer. d. Beiträge z. geol. Kenntn. d. Schweiz. Bern 1891. 39), woran sich dann die anderen Anschauungen anreihen.

Die Bündner Schiefer sind nach Heim und C. Schmidt grösstentheils ein durch Dislocationsmetamorphismus krystallin entwickeltes jurassisches Schichtensystem; in ihren zahllosen Varietäten zeigen sie allesammt krystallinisches Gefüge, der höchste Grad der Metamorphose werde da gefunden, wo sie in schmalen Zonen zwischen Centralmassivs eingeklemmt vorliegen. C. Schmidt theilt sie in die grünen Bündner Schiefer, welche nach ihm keine anfänglichen Sedimente, sondern durch Druckmetamorphose schieferig veränderte Einlagerungen von Diabasen sind (von diesen war schon II. 738 die Rede) und in die grauen und schwarzen Bündner Schiefer; zu den letzteren gehören u. a. folgende Haupttypen:

Graue körnige Kalkphyllite (Heinzenberg, Via mala, Schams, Safien, Glennerthal), schwankend zwischen Kalksteinen und Quarziten; sind Gemenge von Quarz- und durch Kohlestaub getrübten Calcitkörnern, mit rutilreichen sericitischen Flasern, auch einzelnen Muscovitblättchen; überall pyritreich; local mit Epidot, oder Zoisit und Turmalin, Biotit, Plagioklas.

Schwarze feldspathführende Chloritoidschiefer (zwischen Vals und Furth), mikroskopisch gleichkörnige Gemenge von kohlig getrübtem Feldspath, Quarz und Sericitflasern mit zahlreichen grösseren silberweissen Blättchen eines Sprödglimmers (Clintonit, s. I. 350); accessorisch Epidot, Rutil, Turmalin.

Marmorlager (Vanescha, Petersthal), überall mit Quarzkörnern, Glimmermineralien und Pyrit.

Schwarze, dünnschieferige Kalke und Echinodermenbreccien; erstere bestehen vorwiegend aus durch Kohle gefärbtem Calcit, spärlichen Quarzkörnern, auch Zoisit, Epidot, Turmalin, Sprödglimmer.

Schwarze kalkfreie Clintonitphyllite (bei Ilanz normal über Röthidolomit, Obersaxen, Piz Mundaun, Greinapass, Lago Retico, Scopi), führen vielfach zerrissene Belemniten; die Hauptsache ist eine sehr feinkörnige Masse, bestehend aus Muscovitschüppchen, »splitterigen« Quarz- und Feldspathkörnern, imprägnirt mit graphitoidähnlichem kohligem Staub; Rutilmikrolithen sind schwarmweise vertheilt, auch Calcit ist gelegentlich vorhanden. Grössere Dimensionen erreichen stark pleochroitischer Chloritoid und farbloser Clintonit; bisweilen noch Biotit, Zoisit, Turmalin, Eisenglanz, Magnetit. Eine Analyse ergab u. a. 47,63 SiO_2, 6,08 Na_2O (sehr viel), 2,07 Kohle, 7,05 CO_2.

Zoisit- und Granatphyllite; entwickeln sich aus den vorigen, indem die Gemengtheile ihrer Grundmasse stellenweise gleichsam aufgezehrt werden und an deren Stelle Einsprenglinge treten, die nicht als homogene Individuen erscheinen, sondern durchbrochen von den Grundmasse-Individuen, welche ohne ihre Anordnung zu parallelen Lagen zu verlassen, die eingesprengten Krystalle durchqueren, während letztere deshalb auch vielfach an den Rändern in die Grundmasse verfliessen. Zu den »Zoisitphylliten« gehört ein Theil der berühmten belemnitenführenden Schiefer von der Höhe des Nufenenpasses und von der Ganna nera; die auf den Schichtflächen herauswitternden, bis 2,5 cm langen, 0,5—1 cm breiten schwarzen Stengel und die damit verbundenen linsenförmigen Körper sind nach C. Schmidt von Graphitoid erfüllte Zoisite, die Linsen unvollkommen parallel dem Makropinakoid (nicht Orthopinakoid, wie es im Text heisst) abgeplattete Krystalle. Früher wurden die Stengel für Staurolith oder Couzeranit, die Linsen für Granat gehalten. Diese Zoisitphyllite besitzen eine feinkörnige, oft wellig faserige Hauptmasse, welche wesentlich aus Calcit, Sericit und Quarz besteht (der Calcit zeigt sehr häufig Überreste von Echinodermenstructur); Graphitoid, Rutil und opake Erze sind gleichmässig in derselben

vertheilt, ausserdem treten kleine und die grossen Zoisite hervor; auch sind als ähnliche Einsprenglinge Biotit und Clintonit in grosser Zahl vorhanden. Eine Analyse ergab: 43,08 SiO_2, 2,25 $TiO_2 + ZrO_2$, 15,05 Al_2O_3, 3,53 Fe_2O_3, 3,60 FeO, 16,04 CaO, 0,21 MgO, 2,15 K_2O, 1,22 Na_2O, 10,57 CO_2, 1,05 C, 1,12 H_2O (99,87); vgl. über diese Gesteine weiter unten. — Auf dem Nufenenpass sind mit diesen Zoisitphylliten schwarze glänzende »Granatphyllite« eng verbunden, so dass beide sich an einem Block betheiligen; bis 1 cm grosse Granatrhombendodekaëder, von meist völlig reiner Substanz, von Druckklüften durchzogen, wittern heraus; die Hauptschiefermasse besteht wesentlich aus Quarz, Muscovit und Feldspath; eingesprengt sind Biotit, Zoisit, Epidot, Disthen, blaugrüner Chloritoid, Turmalin, Rutil, sehr reichlich kohlige Partikel und Magnetitkörner. — Solche Granatphyllite finden sich auch bei Piora.

Bläulichschwarze, äusserst zähe, feldspathführende »Granat-Zoisit-Hornfelse« (Val Canaria, zwischen Lago Cadagno und Lago Ritom im Val Piora, Scopigebiet), wegen ihrer äusseren Ähnlichkeit mit den Granitcontact-Hornfelsen so genannt, werden als das letzte Stadium krystalliner Entwickelung der schwarzen Bündner Schiefer betrachtet. Überall sind mit ihnen vergesellschaftet:

Graphitoidfreie Glimmerschiefer, hochkrystallin ausgebildet, eingetheilt in: a) quarzfreie Glimmerschiefer, mit grauem natronhaltigem Margarit und grünem Biotit, in den margaritreichen namentlich noch Epidot, in den biotitreichen namentlich noch Disthen; sonst Turmalin, Rutil, Magnetit (Nufenenpass, Val Canaria, Scopigebiet, Val Luzzone). — b) quarzführende Glimmerschiefer, z. B. zoisitreiche Granatglimmerschiefer, quarzreiche Disthenglimmerschiefer, granat- und strahlsteinreiche Glimmerschiefer (Val Canaria), noch mit Biotit, Staurolithzwillingen, Plagioklas, Muscovit, Epidot, Zoisit, Turmalin, Magnetit, Rutil. — c) grünlichgraue Glimmerschiefer mit prachtvollen schiefwinkeligen Durchkreuzungszwillingen von Staurolith und grossen Granaten (unter der Kapelle von S. Carlo in der Mulde von Piora, Südabhang des Scopi).

Quarzitische Einlagerungen sind in den Bündner Schiefern weit verbreitet.

Wenn auch die östlichen Kalkphyllite eigenartig gegen die im Westen sich findenden hochkrystallinischen Schiefer ausgebildet sind, so hält doch C. Schmidt wegen der Verbandverhältnisse für absolut gewiss, dass »mit Ausnahme der trennenden Rauchwacke« der ganze zwischen Tessinergneissen und Gotthardmassiv auftretende Schichtencomplex jurassisch sei, eine in verschiedenen Graden metamorphosirte Serie von thonigen, kalkigen und quarzitischen Sedimenten, dadurch entstanden, »dass das feinkörnige vorzugsweise klastische Material derselben allmählich aufgezehrt und zur Bildung grösserer krystalliner Individuen verwendet wird«.

Gümbel hatte die Hauptmasse dieser in Rede stehenden Gesteine als palaeolithische, eventuell cambrische Schichten erklärt. Diener spricht sich (Gebirgsbau der Westalpen 1891. 104) dafür aus, dass die Bündner Schiefer sehr verschiedenartige Bildungen in sich begreifen, »welche man nicht miteinander auf Grund eines in seinem Wesen nach so räthselhaften dynamometamorphen Vorgangs vereinigen dürfe«. — Besonders divergirende Ansichten knüpfen sich an die berühmten und für die Stellung der Bündner Schiefer mit in erster Linie wichtigen Gesteine von dem Nufenenpass, in denen schon 1814 Charpentier und Lardy Belemniten gefunden hatten. Nach Stapff kommen aber auf dem Nufenen diese Belemniten niemals in den granatführenden Schiefern vor, er hält deshalb das jurassische Alter der letzteren für unerwiesen und möchte sie mit den als carbonisch betrachteten schwarzen Schiefern der Oberalpstrasse parallelisiren. C. Schmidt kennt zwar auch in den Granatphylliten keine Belemniten, wohl aber in den für untrennbar von diesen gehaltenen Zoisitphylliten. Angesichts der oben angeführten Analyse (C. Schmidt) der

Masse des belemnitenführenden Gesteins müssen noch zwei frühere, ganz abweichende Analysen hervorgehoben werden; nach Stockar-Escher (N. Jahrb. f. Min. 1854. 43) enthält das Gestein ohne Einsprenglinge: 48 $CaCO_3$, 8,30 $MgCO_3$, 3,06 $FeCO_3$, 40,45 Quarz nebst etwas Kohle und Bitumen; darnach kann diese analysirte Masse kein Zoisitphyllit gewesen sein. Grubenmann fand ganz ähnlich in der belemnitenführenden Schiefermasse: 21,96 SiO_2, nur 1,43 Al_2O_3, 0,78 Eisenoxyde, 46,11 CaO, 0,61 MgO, gar keine Alkalien, 30,04 CO_2, was auch überhaupt nicht auf einen krystallinischen Silicatschiefer, sondern zur Hauptsache auf einen kieseligen Kalkschiefer verweist. Diese Contraste in den Angaben bleiben vorläufig unaufgeklärt. — Bonney findet im Gebiet des Scopi und des Val Piora allenthalben eine scharfe Grenze zwischen altkrystallinen Schiefern und fossilführenden Schichten; er bestrebte sich, nachzuweisen, dass in den lepontinischen Alpen ein Theil jener als veränderte mesozoische Sedimente gedeuteten Schiefer wirkliche alte krystallinische Schiefer (mit Granat, Staurolith u. s. w.) sind und dass in diesen Belemniten u. a. Fossilien niemals vorkommen; seine Ansicht geht dahin, dass das was hier krystallinisch ist, nicht jurassisch, und das was jurassisch, nicht krystallinisch ist. Wenn es heisse, dass diese von ihm als altkrystalline Schiefer betrachteten Gesteine — zum Erweis ihres mesozoischen Alters — von triassischer Rauchwacke unterteuft würden, so beruhe das auf falscher Deutung der Lagerungsverhältnisse, und werde namentlich dadurch hinfällig, dass die Rauchwacke selbst schon Einschlüsse dieser krystallinischen Schiefer enthalte (Quart. journ. geol. soc. XLVI. 1890. 187). Dem letzteren wichtigen Argument hält C. Schmidt nur entgegen, dass ihm die Zugehörigkeit dieser Bruchstücke in der Rauchwacke zu dem Glimmerschiefer der Bündner Schiefer »durchaus nicht sicher festgestellt erscheine«.

Ein Theil der grünen Bündner Schiefer ist einmal Gegenstand einer mikroskopischen Untersuchung von Fr. Rolle gewesen, deren Ergebnisse hier immerhin einschaltungsweise angeführt werden mögen (Mikropetrogr. Beiträge aus den rhätischen Alpen. Wiesbaden 1879). Er fasst sie unter der Bezeichnung Chlorogrisonit zusammen und unterscheidet innerhalb derselben mehrere Gruppen, denen allen ein constant vorwaltender Gehalt an Plagioklas eigen ist, neben welchem bald Epidot, bald Strahlstein oder Chlorit eine Hauptrolle spielen; die Rolle'schen Namen sind: a) Valrheinit; Plagioklas und Epidot herrschen vor, sind auch lagenweise angereichert, ausserdem Chlorit und Magnetit; untergeordnet Eisenglanz, Strahlstein (?), Cyanit (?, vermuthlich wurde glaukophanartiger Amphibol mit Cyanit verwechselt), Turmalin (?); die Angaben über die Gegenwart der beiden letzteren Mineralien sind, auch nach der Ansicht des Autors selbst, wohl nicht hinlänglich begründet. Typisch als dickplattiges, weiss und hellgrün gemengtes Gestein am Pass Valserberg u. vom Valrhein oder Rheinwald, zwischen Nufenen und Vals, auch im Casanwald im Rheinthal (mit Quarzausscheidungen), vom Val Starlera bei Ferera. — b) Gadriolit; wesentliche Gemengtheile sind Plagioklas, Strahlstein, Chlorit, Magnetit; nur spärlich Epidot, Cyanit (?, s. oben), Eisenglanz; typisch am Fuss des Gadriol-Wasserfalls, zwischen Hinterrhein und Nufenen, ein grünlichgrauer, schuppig-körniger, dickplattiger Schiefer mit festeren weisslichen Feldspathkörnern; auch ö. von San Bernardino. — c) Cucalit, zusammengesetzt wesentlich aus Plagioklas und Epidot nebst etwas zurücktretendem Strahlstein, sehr spärlich Chlorit, Magnetit, Eisenglanz; typisch am Plattner-Pass zwischen Platten (Avers) und Alp Starlera (Ferera), s.ö. vom Cucal-Nair in Graubünden, ein grünes körnig-grobschieferiges Gestein, in welchem fester feinkörniger weisslicher Plagioklas, von hellgrünen Epidotkörnern durchwachsen, wechselt mit dünnen Lagen einer grünlichen, grösstentheils aus Epidot und Strahlstein bestehenden Substanz. — d) Paradiorit, grobkrystallines Gemenge von Plagioklas, Hornblende (Strahlstein) und wenig Epidot, dioritähnlich aussehend,

schwarz, weiss und grün gemengt, massige Felsen und Blöcke bildend; am Brennhof bei Nufenen an der Nordseite des Rheinwaldthals. — c) Hypholith, ein fester dunkelgrüner Schiefer, stellenweise krystallinisch-schuppig, stellenweise von seidenartigem Schimmer, bestehend hauptsächlich aus einem Gewebe von hellbläulichgrünem Strahlstein (daher der Name von ὕφος Gewebe), mit mehr accessorischem Plagioklas, Epidot und Magnetit; als Typus dient ein Vorkommen unter der Kirche von Doira, am Rande des Steilabfalls zur Moesa, s.ö. von Mesocco in Graubünden.

Unmittelbar unter Caraglia im Val Medels finden sich angrenzend an Rauchwacke carbonische Schiefer, zu welchen auch grünlichgraue seidenglänzende Schiefer gehören, deren Hauptmasse nach mikrochemischer Prüfung aus sericitartigem Paragonit besteht; der Paragonit ist durchweg erfüllt mit einem dichten Gewebe von Rutilmikrolithen. Darin liegen bald nur als winzige Pünktchen, bald als ca. 1 mm grosse dunkelgrüne Täfelchen Ottrelithe gleichmässig vertheilt, aber beliebig zur Schieferungsebene orientirt. Accessorisch lang säulenförmige Zoisite, Calcit, Zirkon, Turmalin, grössere, meist verockerte Pyritwürfel. Daneben kommen dieselben Schiefer mit reichlichem Gehalt an Graphitoid vor (C. Schmidt, a. a. O. 20). — Der zum Carbon gerechnete sog. »Gneiss« mit Calamitenresten von Guttannen im Haslithal ist aber zufolge Bonney ein etwas verändertes klastisches Detritusgestein, zu welchem wohl theilweise der Gneiss selbst das Material hergegeben hat, gewissermassen eine schieferige Gneiss-Arkose (Quart. journ. geol. soc. XLVIII. 1892. 390).

Für die *Südalpen* hat Suess dargethan, dass weitverbreitete Thonglimmerschiefer-Bildungen, die sog. Casannaschiefer, zur Steinkohlenformation und dem Perm gehören; sie umfassen bei Tergove etwa in der Mitte ihrer Mächtigkeit eine dem höchsten Horizont der Steinkohlenformation entsprechende Flora (Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 57. I. 49). G. Stache wies nach, dass, während in den äusseren Zonen der östlichen Alpen die palaeozoischen Bildungen als normale Sedimentschichten vorliegen, dieselben nach den Centraltheilen zu durch manchfaltige Phyllite vertreten sind, welche selbst bis in das Niveau des Perms hinaufreichen; nach ihm muss im Cevedale-Gebiet »eine Fortdauer der alten petrographischen Phyllitfacies bis durch die Carbonformation« ziemlich sicher angenommen werden (Verh. geol. R.-Anst. 1879. 68).

Im unteren Veltlin lagert über Gneiss und granatreichem Glimmerschiefer eine manchfaltig gegliederte Schichtenfolge von Conglomeraten, Schiefern, Sandsteinen und Quarziten, welche zum Theil dem Carbon, zum Theil dem Perm zugewiesen werden. An der oberen Grenze dieser palaeozoischen Serie, unmittelbar unter den Triaskalken tritt nochmals ein gneissartiges Gestein auf, der sog. Surettagneiss, welchen Conte Gilberto Melzi in Übereinstimmung mit seinen Vorgängern als ein Glied des Perms betrachtet (Giornale di miner., cristall. etc. II. 1891. Heft 1).

In der *Tarentaise* folgt über Obercarbon ein mächtiger Schichtencomplex von quarzitischen Sandsteinen, Dolomiten, Gypsen und Rauchwacken, darüber ein ebenfalls sehr mächtiges System von versteinerungsleeren grauen glänzenden Schiefern (»Schistes lustrés«). Diese phyllitischen und kalkphyllitischen Bildungen bestehen vorwiegend aus Quarz, schlichtblätterigem und sericitischem Glimmer, Chlorit mit stellenweise mehr oder weniger verkittendem Calcit, welcher oft mikroskopischen Albit enthält; auch tritt Granat auf; am Col du Longet fand Michel Lévy Glaukophan. Diese Schistes lustrés enthalten in verschiedenen Horizonten Schnüre und Lagen von Gyps, Anhydrit und Kalk, sowie abgerollte Fragmente der tieferen Anthracitbildungen. Bei Moutiers wird diese ganze Schichtenfolge concordant von Rhät mit Avicula contorta überlagert, und Lory betrachtet sie daher als zusammengehörige Einheit, die als Vertreter der Trias aufzufassen sei. Übrigens hält er die krystallinische Beschaffenheit der Schiefer nicht für eine Wirkung mechanischer

Druckkräfte, da sie sich nicht nur in stark gefalteten, sondern auch in ganz horizontal liegenden Schichten findet (vgl. z. B. Bull. soc. géol. (3) IX. 1881. 657; XV. 1887. 43). Kilian bezeichnet (ebendas. XIX. 1891. 579) das System der Schistes lustrés ganz allgemein als antepermisch; während Bonney für die Hauptmasse der Schistes lustrés das Triasalter bestreitet, sie vielmehr der obersten seiner drei archäischen Gruppen zutheilt (Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 96).

In dem Massiv der Vanoise gibt es nach Termier ausser alten, auf dem Gneiss liegenden Schistes lustrés, welche palaeozoisch, wenn nicht archäisch sind, auch solche krystallinische Schiefer, die umgewandeltes Carbon, namentlich noch Perm darstellen. Dazu gehören Quarzite, in denen der Quarz bald theilweise allothigen, bald nur authigen sei, Phyllite mit Rutil und Turmalin, solche mit Titanit oder mit Glaukophan, Glaukophan-Amphibolite. Als Gemengtheile enthalten diese Gesteine: Sericit, Chlorit, Albit und Orthoklas (oft makroskopisch, als Knoten aus dem Sericitgewebe hervortretend und zuletzt gebildet), Quarz, Epidot (theils primär, theils secundär), Zoisit, Turmalin (sehr häufig und oft reichlich), Glaukophan, Chloritoid (selten), Granat (äusserst selten), Bastit, sehr viel Eisenglanz, Titaneisen, Rutil, Titanit (in spindelförmigen Krystallen, seltener als Rutil, den er zu meiden scheint), Zirkon (spärlich, aber constant), Pyrit, Anthracit, seltene Carbonspathe', dunkeln Glimmer fast niemals (Bull. serv. c. géol. France II. 1891. 147).

Als Besimaudit (nach der Cima della Besimauda in den ligurischen Alpen) führt Zaccagna angeblich gneissartige Talkgesteine auf, welche z. B. im Quellgebiet des Tanaro als 800—1000 m mächtiger Complex über pflanzenführenden Schiefern des Carbons und unter Triasgliedern lagern (Boll. com. geol. d'Ital. 1887. 395); es scheint dasselbe Gestein zu sein, welches Gastaldi Apenninit genannt hat (Mem. accad. dei Lincei (3) II. 1878). Übrigens ist de Stefani geneigt, die wirkliche Zugehörigkeit zu jenem Horizont zu bezweifeln.

Der Marmor von *Carrara*, welcher selbst ein umgewandelter Kalkstein der oberen Trias ist, wird von Chloritschiefern, Ottrelithschiefern und Glimmerschiefern begleitet, welche als umgewandelte Schiefer des Muschelkalks gelten und petrographisch für archäische Bildungen gehalten werden könnten (vgl. z. B. Lotti im Bull. soc. géol. (3) XVI. 1888. 406). Die Umwandlung gilt als mechanische Metamorphose, welche am Ende der miocänen Periode eintrat und sei da am stärksten, wo die Faltungen am intensivsten und am dichtesten gehäuft auftreten. Nach de Stefani liegen die Ottrelithschiefer 2—6 m mächtig im Verband mit bunten Kalken über der Grezzoni genannten unteren Etage des Muschelkalks, die Glimmerschiefer, deren Glimmer dem Damourit sehr nahe steht, lagern in einem höheren Niveau, oberhalb der carrarischen Marmore. Eine unterhalb der Trias lagernde Gruppe wird als ein umgewandeltes palaeozoisches System aufgefasst, und ihr entstammen vielleicht die Schiefer mit einem Andalusitgehalt. Vgl. auch Lepsius, Geol. von Attika, Berlin 1893. 161.

Ein weiteres berühmtes und vielbesprochenes Gebiet liegt in der Gegend östlich von *Athen* vor (Hymettos, Pentelikon, Laurion), wo helle Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, schwarze und grünliche Phyllite, zuckerkörnige Marmore unter Verhältnissen vorkommen, dass sie ebenfalls nicht als archäisch gelten können. Die österreichischen Geologen unter Führung Neumayr's hielten diese Gesteine sämmtlich für umgewandelte Sedimente, die ganz allmählich in die unveränderten Thonschiefer und Kalke der Kreideformation übergehen, so dass beide Formationen gleichalterig und Sonderungen nicht durchzuführen seien. Bücking betrachtete die Gesteine anfangs für archäisch, änderte aber später seine Ansicht und erblickte in ihnen »metamorphische« (d. h. nicht-archäische) Schichten. Lepsius hält die liegenden Partieen für azoisch, ohne einen directen Beweis dafür beibringen zu können; die

von ihm geltend gemachte Discordanz zwischen denselben und den überlagernden unzweifelhaften Kreidegliedern existirt nach den österreichischen Geologen, nach Bücking und Nasse nicht, und selbst wenn sie existirte, würde kein Nachweis vorliegen, dass die betreffenden Schichten nicht eine vorcretaceische Sedimentformation im umgewandelten Znstand darstellen. Auch dass im Glimmerschiefer Bänke eingelagert sind, die gewöhnlichem sedimentärem Thonschiefer gleichen, entspricht nicht gerade archäischen Verhältnissen, und im laurischen Bergland wird der Horizont jener Glimmerschiefer zwischen zwei Marmorstufen überhaupt durch gewöhnlichen Thonschiefer vertreten. Doch kommen auch nach Lepsius im laurischen Bergland andere Glimmerschiefer (und Chloritschiefer) vor, welche umgewandelte Kreideschiefer sind und gegen N. in die gewöhnlichen sedimentären Athener Thonschiefer sowie in macignoartige Sandsteine der Kreide übergehen. (Vgl. Sauvage, Annales des mines (4) X. 1846. 120. — Neumayr, Denkschr. Wiener Akad. XL. 1880. 67. 395 etc.; Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 631 und XXXIII. 1881. 454; N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 151. — Bücking, Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 118; Sitzgsber. Berliner Akad. 1884. 935. — Nasse, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 151. — G. vom Rath, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1887. 78. — Lepsius, Geologie v. Attika, Berlin 1893.) — Im Peloponnes, wo ganz analoge Verhältnisse herrschen, zeigt sich nach A. Philippson auch, dass die krystallinischen Schiefer umgewandelte Sedimente sind, da sie noch klastische Glieder, dichte Kalke in sich enthalten; sie werden discordant überlagert von dem zur oberen Kreide gehörigen Tripolitzakalk, doch ist, wo dies nicht klar wahrzunehmen, die Sonderung deshalb schwierig, weil auch der Tripolitzakalk seinerseits stellenweise in den unteren Theilen krystallinisch geworden ist und die hier mit normalen sedimentären Schichten wechselnden krystallinischen Schiefer und Marmore petrographisch von den älteren liegenden kaum zu unterscheiden sind; mehr lässt sich also auch hier nicht angeben, als dass die unteren krystallinischen Schiefer mindestens älter sind als die obere Kreide (Der Peloponnes, Berlin 1892. 388). — Nach Neumayr kommen auch in Thessalien und Macedonien jüngere krystallinische Schiefer vor (Chloritschiefer, Gneisse, Glimmerschiefer, Sericitschiefer, Talkschiefer, Marmore), welche mächtige fossilführende Kalke eingelagert enthalten (Jahrb. geol. R.-Anstalt 1876. 259).

Schon 1850 hat Keilhau in seiner Gaea norvegica (I. 277. 284. 382) auf das Dasein jüngerer krystallinischer Schiefer in *Norwegen* aufmerksam gemacht. Bei Talvig in West-Finnmarken liegt über Thonschiefern, Kalksteinen und Thonglimmerschiefern der Übergangsformation eine mächtige Ablagerung von Gneiss, ähnlich bei Nögelen am Quänangerfjord Glimmerschiefer über Übergangsschiefern, -Kalksteinen und -Quarziten. Das ausgedehnte Gebiet der krystallinischen Schiefer Centralnorwegens zeigt an seiner s. Grenze zwischen Osen und Bödal eine gleichförmige Auflagerung auf den Silurschichten; ö. von Osen und s.w. von Bödal liegen dieselben krystallinischen Schiefer abweichend auf den Schichtenköpfen der uralten Gneisse. — Sehr wichtig sind die Beobachtungen von Hans Reusch auf der Bergen-Halbinsel in Norwegen, deren Gesteinsmassen früher als Urgebirge galten. Bei dem Bauerhof Vagtdal lagert ein lichtgrauer glänzender Schiefer, makroskopisch wesentlich aus kleinschuppigem Muscovit bestehend mit grösseren rundlichen Individuen braunen Glimmers (u. d. M. noch Rutil und Turmalin); es ist ein echter Glimmerschiefer. Derselbe enthält verdrückte Formen von Trilobiten, Becherkorallen, Kettenkorallen und Brachiopoden; die Schalen sind zerstört und als Verwitterungsproduct ist rostfarbige Substanz zurückgeblieben. Diese Fossilien, denen sich in benachbarten Vorkommnissen noch Graptolithen zugesellen, verweisen auf ein Niveau, welches dem unteren Theil des Obersilurs entspricht. In gegen Süden gelegenen Schichten bei Kuven am Austritt des Flusses aus dem Ulven-See, welche, wie es

scheint, einem etwas tieferen Niveau angehören, finden sich die Fossilreste in graulichblauen krystallinischen Kalkknollen, welche in schwärzlichen glänzenden Thonglimmerschiefern lagern (Die fossilführ. krystall. Schiefer v. Bergen; übers. von Baldauf. Leipzig 1883. 62). Vgl. auch darüber I. 623. — Im norwegischen Nordlandamt sind die Gesteine der »Tromsö-Glimmerschiefer-Marmorgruppe« (vorwiegend Glimmerschiefer, grüne Phyllite, Kalksteine, Dolomite u. s. w.) sowie der in Salten darüber lagernden »Sulitjelma-Schiefergruppe« (braune Glimmerschiefer, sog. Garbenschiefer mit Granat, Hornblende, Zoisit, Muscovit, Rutil, ferner Amphibolschiefer, Zoisit-Amphibolite, frei von Carbonaten) zufolge Dahll und Vogt nicht zur archäischen Formation, nicht einmal zu ihrer oberen Abtheilung zu rechnen, sondern es gehört die erstere aller Vermuthung nach zum Cambrium, die letztere zum Silur (Vogt, Salten og Ranen, Kristania 1891).

Der Hauptgipfel des isolirten Mount Diablo, 27 Miles o.n.ö. von San Francisco (*Californien*) und die Höhen nordwärts bestehen aus Kieselschiefer (Phthanit), Glimmerschiefer, Glaukophanschiefer, Sandstein, Diabas, welche für metamorphes Neocom erklärt werden (H. W. Turner, Bull. geol. soc. Amer. II. 1891. 383). Auch G. F. Becker hat für den pacifischen Abhang Californiens schon früher angegeben, dass hier cretaceische Sedimente metamorphosirt seien, z. Th. in sog. Pseudodiabase und Pseudodiorite, z. Th. in krystallinische Schiefer (mit Biotit, Muscovit, Augit, Hornblende, Feldspathen, Quarz, Titaneisen, Titanit, Apatit, Granat, Nakrit, Chromeisen, namentlich Epidot, Zoisit, Glaukophan). Daneben seien Sedimente in Kieselschiefer verwandelt. Ein über 1000 Q.-Miles zwischen Clear Lake und New-Idria verbreiteter Serpentin sei aus Sandstein hervorgegangen, nirgends finde sich ein Erweis für Entstehung aus Olivingestein (Becker, VII. Annual rep. U. S. geol. survey. 1888. 961).

Krystallinische oder nicht-klastische Sedimentgesteine.

Unter dieser dritten Hauptgruppe sind Gesteine behandelt, welche, indem sie Materialien zum Aufbau der sedimentären fossilführenden Formationen darstellen, weder zu den eruptiven Felsarten noch zu der Abtheilung der krystallinischen Schiefer gehören, aber andererseits auch nicht in der Form von Conglomeraten, Breccien, Tuffen, Sandsteinen oder sonstigen augenscheinlich klastischen Massen erscheinen. Sie liegen gegenwärtig grösstentheils im krystallinischen oder wenigstens nicht-klastischen Zustande vor, wenn sie auch manchmal, wie z. B. bei Kalksteinen und Quarziten der Fall, diese krystallinische Beschaffenheit erst im Laufe der Zeit durch Umbildung eines ursprünglich klastischen Materials erlangt haben sollten. Die hier aufgeführten Gesteine sind zur Hauptsache in dem Medium des Wassers entstanden, sei es als ein directer chemischer Absatz aus Lösungen oder als mechanisches Sediment, welches später Umkrystallisirung erfuhr. Die Kohlengesteine wurden bei dieser Abtheilung untergebracht, weil ihre jetzige Beschaffenheit, obschon sie nicht krystallinisch ist, doch auch nicht als klastisch bezeichnet werden kann; angereiht finden sich ferner einige organogene Gesteinsmaterialien. Folgende Gruppirung der Hauptglieder ist versucht worden:

1) Eis.
2) Haloidgesteine: Steinsalz, Flussspath, Kryolith.
3) Carbonate: Kalkstein, Dolomit.
4) Sulfate und Phosphate: Anhydrit, Gyps, Baryt, Phosphorit.
5) Kieselgesteine: Quarzit, Kieselschiefer, Hornstein, Jaspis, Süsswasserquarz, Opal, Flint, Kieselsinter und Kieseltuff, Polirschiefer, Kieselguhr.
6) Silicatgesteine: Adinole, Porphyroid.
7) Erzgesteine: Eisenglimmerschiefer, Itabirit, Rotheisenstein, Brauneisenstein, Eisenoolith, Bohnerz, Eisenspath, Magneteisenstein.
8) Kohlengesteine: Anthracit, Steinkohle, Braunkohle, Torf, nebst Anhängen: Asphalt, Erdöle, Brandschiefer, Guano.

Um des petrographischen Zusammenhangs willen und zur Vermeidung von Wiederholungen sind unter den Kalksteinen, Dolomiten, Quarziten und Erzen

ausser den eigentlich zu dieser Abtheilung gehörigen auch diejenigen Vorkommnisse mitbehandelt, welche geologisch als Glieder der krystallinischen Schiefer erscheinen (vgl. S. 412).

Eis.

Nach seiner Entstehungsweise und petrographischen Beschaffenheit unterscheidet man das Eis in: I. Schneeeis, nämlich: 1. Firneis. 2. Gletschereis. II. Wassereis, nämlich 1. dichtes Wassereis, und zwar: a) Süsswassereis. b) Meereseis. 2. schwammiges Wassereis, Grundeis.

Firneis.

Firn, Körnerschnee, oolithisches Eis. Névé.

Rundliche feste und harte Körner von Eis bilden entweder lose sandartige Aggregate oder sind häufiger durch ein Cäment von Eis zu einer festen und compacten Masse verbunden.

Der trockene feine, bald aus Nadeln, bald aus zierlichen drei- oder sechseckigen Sternen bestehende sog. Hochschnee, welcher in den obersten Regionen hoher Gebirge niederfällt, erhält sich in den höchsten Höhen fast unverändert, da die Trockenheit der Luft und die grosse Kälte das Abschmelzen verhindert; in geringeren Höhen aber, in Mitteleuropa von ca. 3150 m an, werden die einzelnen Nadeln und Sterne zu runden, blendend weissen, festen und harten Körnern abgeschmolzen, welche erfüllt sind mit oben runden, unten spitzen Luftbläschen. Ist der Einfluss der Sonnenwärme stark, so erhalten sich diese sog. Firnkörner als lose sandartig zusammengehäufte Massen; in den Nächten und in der kalten Jahreszeit überhaupt werden aber diese sog. Firnkörner durch das Gefrieren des zwischen ihnen befindlichen und einsickernden Wassers zu einer festen steinharten Eismasse cämentirt; das Firneis ist also gewissermassen eine klastische Masse. Ihm fehlen die für das Gletschereis charakteristischen Capillarspältchen. Jährlich fallen in der alpinen Schneeregion, welche über der Zone maximaler Niederschläge liegt, 10—20 m Schnee, entsprechend 2,5—5 m Firnschnee, liefernd 1,3—2,6 m Firneis. — Die rosenrothe bis blutrothe Färbung, welche der Firn häufig auf beträchtliche Strecken hin, stets aber erst einige Centimeter unter seiner Oberfläche beginnend zeigt, rührt, wie mikroskopische Untersuchungen von Shuttleworth, Basswitz, Schimper, Ehrenberg u. A. gelehrt haben, von kleinen Algen und sog. Infusorien, namentlich Disceraea nivalis und Protococcus nivalis her, deren junge Zellen grün sind (St. Bernhard, Unteraar-Gletscher, Oetzthaler Gletscher). In den Alpen sind Höhen zwischen 2700 und 3200 m die Heimath des Firns, er erscheint überdeckt von dem zuletzt gefallenen Schnee, welcher nur unvollkommen körnig ist. Der gekörnte Firn folgt dem Gesetz der

Schwere und drängt nach der Tiefe, wobei er, wie Pfaff (Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 733) nachwies, dem Gletscher gleich, in der Mitte schneller vorrückt, als am Rande und eine Bewegung vom Rande nach der Mitte seiner Ausbreitungen hin besitzt.

Gletschereis.

Das krystallinisch-körnige Gletschereis entsteht aus dem Firneis, indem die einzelnen Körner desselben unter dem Druck der eigenen Masse sowie dem Einfluss der Sonnen- und Erdwärme zu einer festen Masse zusammenschmelzen, wenn die sich bergabwärts bewegenden Firnmassen in geringere Höhen von ungefähr 2400 m gelangen; unterhalb dieser Höhe findet man daher kein Firneis mehr, sondern Gletschereis. Gletschereis bildet auch aufwärts die unterste Schicht der Firnmassen, indem diese an ihrem Grunde durch den Druck von oben vereist werden. Die Körner des Gletschereises sind in den höheren Regionen bedeutend kleiner als in den unteren, wo sie manchmal 2—2,5 cm im Durchmesser erreichen (am Rhonegletscher fand E. Hagenbach-Bischoff einmal ein Gletscherkorn mit den Dimensionen 14, 12 und 9 cm). Die Körner besitzen bald mehr bald weniger scharfe Rundung, berühren sich aber nach allen Seiten so innig, dass in der Regel erst beim Abschmelzen die körnige Structur hervortritt.

Vermittels optischer Untersuchungen wurde zuerst durch v. Sonklar dargethan, später durch Bertin und Klocke bestätigt, dass die Körner des Gletschereises trotz ihrer sehr unregelmässigen Gestaltung dennoch als wirkliche Eisindividuen gelten müssen, welche, dem hexagonalen System angehörig, optisch und krystallographisch nach den verschiedensten Richtungen in der Gletschermasse orientirt sind. Eine dünne Platte von Gletschereis zeigt daher zwischen gekreuzten Nicols ein buntfarbiges Mosaik, indem die einzelnen Körnerdurchschnitte abweichend chromatisch polarisiren. Unregelmässige Spannungszustände eines und desselben Eisindividuums bringen nach Klocke's Beobachtungen optische Anomalieen hervor, welche sich z. B. darin äussern, dass senkrecht zur optischen Axe geschliffene Platten, welche im convergenten Licht das normale Interferenzbild zeigen, im parallelen Licht bei gekreuzten Nicols nicht dunkel werden. Die von Bertin, Grad und Dupré gemachte Angabe, dass an dem unteren Ende einiger Gletscher die optischen Axen aller Eiskörner parallel und zwar vertical gestellt seien, konnte von J. Müller und namentlich auch nach umfassenden Untersuchungen von Klocke nicht bestätigt werden (N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 26). — J. Müller führte an, dass im Gletschereis auch hier und da gewissermassen als Cäment einzelne, parallel gestellte und zwar wie das Wassereis mit verticaler Hauptaxe *c* orientirte Partieen vorkommen, die von dem Wasser herrühren, welches Zwischenräume zwischen den einzelnen Eiskörnern des Gletschers ausfüllte und dann gefror (Poggend. Annal. Bd. 147. 1872. 624); Klocke konnte dagegen derartig gebaute Zonen zwischen den Gletscherkörnern nicht nachweisen, und bemerkt, dass, wenn das Wasser in den Capillarspalten gefriert, dies unter dem orien-

tirenden Einfluss der umgebenden Eisindividuen geschieht, welche sich durch paralleles Fortwachsen vergrössern.

Die Gletschermasse ist nach allen Richtungen von unzähligen netzförmig sich verzweigenden Haarspalten durchdrungen, gewöhnlich von solcher Feinheit, dass man sie mit blossem Auge gar nicht oder nur schwer wahrnehmen kann; sie werden durch Benetzen mit einer gefärbten Flüssigkeit bemerkbar und sind nichts anderes als die Individuumsgrenzen der einzelnen Eiskörner. Durch diese Capillarspalten wird im Sommer fortwährend Wasser in die Gletschermasse eingesogen, welches gefrierend das Volumen derselben vermehrt. Ausserdem werden die Gletscher von klaffenden, der Länge oder Quere nach verlaufenden Spalten und Schründen durchzogen, welche bisweilen über 25 Fuss Breite und über 100 Fuss Tiefe erreichen. Kleine Stücke Gletschereis erweisen sich ganz wasserhell und farblos, während die Gletschereismasse im Ganzen ein schönes Blau zeigt, wechselnd von hellblau bis zum tiefsten azurblau; namentlich in den Spalten des Gletschers erscheint das Eis auf das prachtvollste blau gefärbt.

Die Gletschermasse ist in mehr oder minder deutlicher Weise in Schichten abgetheilt; die Schichtungsflächen sind gewöhnlich parallel der Gletscheroberfläche, die einzelnen Schichten werden durch oft nur liniendicke Zwischenlagen von Staub, feinem Sand oder Grus von einander getrennt. Die Mächtigkeit der Schichten ist nach oben zu nur gering, meist ½ bis 2 Fuss betragend, nach dem unteren Theil des Gletschers zu bedeutender, oft über 10 Fuss wachsend. Daneben zeigt aber die Gletschermasse auch oft eine die Schichtung quer durchsetzende Bandstructur, hervorgebracht durch die Abwechselung von weisslicheren oder grünlichblauen, nur durchscheinenden, schaumig-luftblasenreichen Lagen mit solchen, welche dicht, homogen, blau und durchsichtig sind; diese transversale Structur wird von Forbes, Tyndall und Pfaff als eine Folge des Drucks und eine der sog. secundären Schieferung entsprechende Erscheinung erachtet.

Die Mächtigkeit der Gletscher ist ebenfalls sehr verschieden, einige sind nur 60—80 Fuss mächtig, andere bestehen aus einer bis zu 1500 Fuss mächtigen Eismasse. Sehr ungleich ist auch die Oberflächenausdehnung der Gletscher; während einige nur eine halbe Stunde lang und kaum eine viertel Stunde breit sind, erreichen andere eine Länge von vier bis fünf Meilen bei einer Breite von einer halben Meile. — Die merkwürdige Fortbewegung, das Fliessen des Gletschers gilt, abgesehen von dem Gleiten über den Untergrund, im Wesentlichen als durch die Kornstructur der Masse bedingt; die Körner verschieben ihre Stellung gegeneinander, wobei sie nach Heim die Neigung zeigen, dann wieder mit einander zu verfrieren, wenn sie krystallographisch parallel orientirt werden; ausserdem wird angenommen, dass auch die innere partielle Verflüssigung durch Druck bei der Gletscherbewegung eine Rolle spielt (womit aber die von R. W. Wood jr. im Am. journ. of sc. (3) XLI. 1891. 30 mitgetheilten Versuchsergebnisse im Widerspruch zu stehen scheinen). Vgl. über diese u. a. Erscheinungen der Gletscher das ausgezeichnete Werk von A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1884. Nach den Beobachtungen v. Drygalski's an den grön-

ländischen Inland-Eisströmen beruht die hauptsächlich auf die unteren Schichten beschränkte Bewegungsmöglichkeit in erster Linie auf der hochgradigen Durchtränkung mit Wasser.

Die Hauptlagerorte der Gletscher sind in Europa: in den Alpen, wo sich ihre Zahl auf 2000 belaufen soll, und wo 3—4000 qkm (in der Schweiz 1838, 8 nach Heim) mit ihnen bedeckt sind; die bedeutendsten sind in den westlichen Alpen die des Mont Blanc, Monte Rosa, des Finsteraarhorns, der Adulagruppe und der Bernina, in den östlichen tiroler und salzburger Alpen die des Ortlers, der Oetzthal- und Stubaigruppe, des Grossglockners, des Venedigers und Aukogels. In den Alpen liegt die untere Grenze der Gletscher durchschnittlich in 1800 Meter Höhe. In den Pyrenäen die im Vergleich mit den Alpen nur untergeordneten und auf den Nordabhang beschränkten Gletscher der Maladetta, des Mont Perdu, Vignemale u. s. w. In Skandinavien und Island, in Norwegen namentlich die Gletscher des Folgefonds, die des Justedal-Braeen, darunter der mächtigste der Lodalsgletscher, die des Sognefjeld, des Sulitjelma u. s. w.; sie erreichen indessen bei weitem nicht die Ausdehnung der alpinen Gletscher. Mächtig sind die isländischen Gletscher (Jökulls), darunter der Vatna- oder Klofa-Jökull im Südosten, der Arnarfells- und Langi-Jökull im Centrum, der Glámu- und Dránga-Jökull im Nordwesten. Spitzbergen und die arktischen Inseln Nordamerikas sind mit gewaltigen Gletschern bedeckt, das ganze Innere Grönlands ist mit einer mächtigen Eisdecke überlagert, dem sog. Inlandeis, von welchem aus, neben zahlreichen kleineren, namentlich fünf insbesondere grosse Eisströme küstenwärts ziehen; diese Gletscher der hohen Breiten, im Gegensatz zu den Hochgebirgsgletschern Polargletscher genannt, erstrecken sich bis in das Meer hinein, wo ihre Massen von den Wellen zerstückelt, jene Eisberge von oft colossaler Grösse liefern, welche schwimmend in weite Fernen gelangen. Der grosse grönländische Humboldtgletscher (79°20′ n. B.) hat bei seinem Eintritt in das Meer eine Breite von 15 Meilen und ist hier mehr als 200 m mächtig. Die Hauptgletscher Asiens finden sich im Kaukasus (wo z. B. auf dem Nordabhang der des Kaltchi-Don oder Karagam bis auf 1738 m herabsteigt), Mustagh, Küenlün, Thianschan (vgl. Diener in Petermann's Mittheil. 1888. 148) und Himalaja (wo die Schmelzgrenze in 3600 m liegt). Die zahlreichen Fjorde der Südspitze Südamerikas entsenden ebenfalls gewaltige Gletscher; Australien besitzt derselben in den Alpen auf der Südinsel Neuseelands.

Die vulkanische Insel Deception Island (unter 63° s. Br., 60° 35′ w. L. v. Gr.) besteht zum grossen Theil aus abwechselnden Schichten von Eis und vulkanischen Auswürflingen, Asche und Lapilli; das Eis rührt von der theilweisen Schmelzung und Wiedergefrierung des Schnees her (Poggend. Annal. XXIV. 1832. 102). Auf der Chamisso-Insel (Berings-Strasse) findet sich ein Wechsel von geschichteten Eismassen mit Thonen, Pflanzendetritus und Mammuthresten (Amer. journ. sc. (3) XXI. 1881. 104).

Wassereis.

Dichtes Wassereis. Das Wassereis bildet sich durch die Ausscheidung sehr feiner nadelförmiger Eiskrystalle (dem hexagonalen System angehörend) aus dem Wasser der Flüsse, Seen, Teiche und Meere. Indem diese Krystallnädelchen so auf das Innigste miteinander verwachsen, dass gar keine Zwischenräume zwischen ihnen bleiben, wird eine scheinbar dichte Masse hervorgebracht, deren Structur wegen der Kleinheit der Eiskrystalle sich makroskopisch nicht offenbart; beim Aufthauen tritt aber die faserige oder stengelige Zusammensetzung

manchmal gut hervor. Brewster, Schmid und Bertin haben durch optische Untersuchungen dargethan, dass in den Eisdecken die nadelförmigen oder stengeligen Individuen ihre krystallographischen Hauptaxen sämmtlich senkrecht auf die Oberfläche des Wassers richten, wobei übrigens nach Klocke die Richtung der Nebenaxen in den einzelnen an keine Gesetzmässigkeit gebunden ist; der Ausdehnung parallel geschnittene Platten zeigen daher in der Turmalinzange eine Interferenzfigur, ganz derjenigen des Kalkspaths gleich.

Das Süsswassereis (spec. Gew. 0,91674 nach Bunsen) ist ganz durchsichtig wasserklar und erscheint in grösseren Massen grünlich gefärbt. Das Meerwasser gefriert erst bei —2° C. zu Meereseis, welches weniger klar und glasähnlich, mehr weisslich, trüb und oft nur durchscheinend ist. Die nördlichsten Länder der Polarzone sind mit einem breiten Gürtel von Eisfeldern umgeben, welcher sich im hohen Sommer zum Theil in mächtige Schollen auflöst, die wie die von den Polargletschern abstammenden Eisblöcke von Wind und Strömung fortbewegt, auf dem Meere umherschwimmen, und von diesen auf Grund der abweichenden Structur unterschieden werden können. Die über dem Meeresspiegel befindliche Masse der Eisfelder und Eisschollen schmeckt meistens gar nicht oder doch nur wenig salzig, der Salzgehalt des Meereseises nimmt aber nach der Tiefe der Massen zu.

Schwammiges Wassereis (Grundeis). Eine poröse oder schwammige Eismasse, bestehend aus zahllosen kleinen, nicht allseitig mit einander verwachsenen Eisnadeln, vielfach erdige Theile enthaltend, und dadurch schmutzig gefärbt, Geschiebe, Gerölle und Sand einschliessend. Auf dem Grunde der Gewässer schiessen an die einzelnen Gerölle und Sandkörner, welche sich als gute Wärmeausstrahler verhalten, Eisnadeln in grosser Menge und ordnungslos an, welche gewissermassen ein lockeres Cäment bildend, diese Körper mit einander verbinden. Specifisch leichter als das Wasser überwindet alsdann dieses schwammige Eis die Adhäsion an den Boden und steigt empor.

Steinsalz.

(Rock salt, Sal gemme.)

Chlornatrium mit dem Normalbestand: Chlor 60,64, Natrium 39,36 %. Härte = 2; spec. Gew. = 2,1—2,2; $n = 1{,}5442$ für Na-Licht. Im reinen Zustand wasserhell und durchsichtig, durch mancherlei Beimengungen verschieden gefärbt (weisslich, graulich, fleisch- bis ziegelroth, gelb, bläulich, grünlich) und nur durchscheinend. Im Wasser leicht löslich, im kalten ebenso wie im warmen (in ca. 2,8 Theilen Wasser), die Lösung schmeckt rein salzig. V. d. L. schmilzt das Steinsalz sehr leicht und rundet sich zu Tropfen ab, die beim Erkalten zu kleinen Würfeln krystallisiren; färbt die Weingeistflamme hochgelb.

Das in der Natur vorkommende Steinsalz ist nie reines NaCl, sondern enthält immer andere Substanzen chemisch oder mechanisch beigemengt; unter den ersteren namentlich $MgCl_2$ und $CaCl_2$, die aus der Luft Wasser anziehen und dem St. die Eigenschaft verleihen, feucht zu werden. KCl fand Vogel in geringer Menge im St. von Berchtesgaden und Hallein, Chlorammonium derselbe in dem von Hall in Tirol (Gilbert's Annal. LXIV. 157). Reich an KCl ist das vulkanische Salz (das des Vesuvs von 1822 enthielt 13,9 % davon, das von 1850 gar 53,84 %), weil KCl in der Hitze flüchtiger ist, als NaCl. Sonst ist in dem St. namentlich noch schwefelsaurer Kalk und schwefelsaures Natron in ganz geringen Mengen vorhanden. In dem St. von Lothringen und dem von Bex im Wallis ist ein Gehalt an Sr gefunden worden, in letzterem auch Li.

Mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse, fast allemal scharf cubisch begrenzt, und gewöhnlich mit einer verschieden grossen, sich nicht freiwillig bewegenden Libelle versehen, sind im Steinsalz eine recht gewöhnliche Erscheinung. Bei Einschlüssen mit verhältnissmässig kleiner Libelle verschwindet letztere oft bei einer Erwärmung auf 80—100° C. Das St. von Stassfurt enthält in solchen liquiden Einschlüssen kleine würfelähnliche Kryställchen oder lockere Krystallgruppen von Anhydrit. Alle diese Gebilde pflegen einerseits von ganz mit der Flüssigkeit erfüllten, libellenfreien Hohlräumen, andererseits von (leeren oder) blos Gas enthaltenden cubischen Poren begleitet zu werden, welche sich durch ihre tief dunkle Umrandung auszeichnen. Im Allgemeinen scheint es, dass die Flüssigkeitseinschlüsse hier mehr einem Kohlenwasserstoff als der NaCl-Mutterlauge angehören (F. Z., Mikroskop. Beschaffenh. 1873. 270). Brewster befand die Flüssigkeit in einem durchsichtigen St. aus Cheshire als eine gesättigte Lösung von $MgCl_2$, gemischt mit etwas $CaCl_2$ (Edinb. new phil. journ. 1829. Bd. 7. S. 111).

Gase enthält insbesondere das sog. Knistersalz von Wieliczka (Sól trzaskająca). Wirft man solche Stücke in Wasser, so werden durch die Auflösung die Wände der Hohlräume, welche die Gase einschliessen, dünner, die comprimirten Gase zersprengen dieselben unter ziemlich bedeutendem Knacken und entweichen an die Wasseroberfläche. Dieses natürliche Steinsalz verknistert auch beim Erhitzen. Dumas (Poggend. Ann. XVIII. 601) fand darin Wasserstoff, vermuthete aber auch noch einen Kohlenstoffgehalt, H. Rose (ebend. XLVIII. 1839. 353) erhielt Wasserstoff, Kohlenoxyd und Kohlenwasserstoff:

Wasserstoff	2,92	oder	Wasserstoff	1,17
Kohlenoxyd	0,25		Kohlenoxyd	0,84
Ölbildendes Gas	1,75		Sumpfgas	2,91
	4,92			4,92

Bunsen gibt als Zusammensetzung an: 84,60 % Kohlenwasserstoff, 2,58 Kohlensäure, 2,00 Sauerstoff, 10,35 Stickstoff (ebendas. LXXXIII. 251). — Bis fast erbsengrosse Krystalle von Anhydrit sitzen in dem St. von Stassfurt, aus welchem sie durch Waschen gewonnen werden; auch in Steinsalzwürfeln von Wieliczka

beobachtete G. Leonhard lichtblaue, blumenkohlähnliche Partieen von Anhydrit, während Blum wohlkrystallisirte Individuen desselben im Salz von Lüneburg fand. Mikroskopische Kryställchen und Krystallgruppen von Anhydrit sind in manchen Steinsalzen, z. B. dem stassfurter und dem von Wieliczka vorhanden, aus welchem sie bei gekreuzten Nicols farbig hervorleuchten; auf ihrer Oberfläche sitzt häufig eine grosse Menge allerkleinster Bläschen und Poren, gleich dunkeln Körnchen. Behrens gewahrte einmal im Knistersalz schöne mikroskopische Krystalle von Eisenkies als Oktaëder und Combinationen von Hexaëder und Pentagondodekaëder (Sitzgsber. Wien. Akad. Dec. 1871. 14).

Kupfergrün oder Kupferchlorid färben das Steinsalz grün oder blau. Durch die Beimengung von pulverigem Eisenoxyd entstehen die sehr häufigen rothen Varietäten. Bituminöse Substanzen färben das St. grau oder bläulich; beim Erhitzen verflüchtigen sie sich und das St. wird weiss, wie das prachtvoll berlinerblaue von Hallstatt in Tirol, welches wolkenartig das weisse durchzieht. Ausgezeichnet ist das blaue St. von Kalusz in Galizien. Auch in dem Anhalt'schen Steinsalzlager von Stassfurt fanden sich durchsichtige blaue St.e, deren Farbe nach F. Bischof beim starken Glühen schwindet, und wahrscheinlich nur von einem Gehalt an Kohlenwasserstoff herrührt. Die Auflösung dieses blauen Salzes nimmt nicht die blaue Farbe an, und bei ruhiger Wiedereindampfung dieser Lösung findet sich die blaue Färbung auch bei den Krystallen nicht wieder. Wittjen und Precht (Ber. deutsch. chem. Ges. XVI. 1454; vgl. auch Ochsenius im N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 177) wollen die blaue Farbe des St. von Stassfurt als ein blos optisches Phaenomen auf kleine parallelwandige, mit Gas erfüllte Hohlräume zurückführen, in welchen nur die blauen Strahlen des einfallenden Lichtes reflectirt werden: bei einer Drehung der blauen Spaltungsstücke im durchfallenden Licht nehmen die oft vorhandenen dunkleren blauen Linien, welche in der Richtung von O, seltener parallel ∞O∞ verlaufen, gleichmässig an Breite zu und verschwinden ganz plötzlich. Die von ihnen als Hauptstütze für ihre Ansicht aufgeführte Erscheinung, dass das geriebene blaue Salz weiss aussieht, würde ebenso eintreten, sofern es sich um die Gegenwart eines blaufärbenden Stoffes handeln sollte. G. Rose fand, dass selbst sehr intensiv blau gefärbtes Salz sich im Wasser ohne die mindeste Entwickelung von Wasserstoffgas auflöst (Z. geol. Ges. XIV. 1862. 4). Nach Nöllner soll im St. von Hallstatt Schwefel die Ursache der Blaufärbung sein. Kreutz hebt hervor, dass man den Kohlenwasserstoff für sich nicht als den das St. blau färbenden Körper ansehen könne, weil das durch Erhitzen in der Oxydationsflamme entfärbte blaue St. seine Farbe beim Erhitzen in der Reductionsatmosphäre des Natriumdampfes wieder erlangen kann; nach ihm ist die Ursache der Färbung »die Beimischung einer sehr stark blaufarbigen Eisenverbindung« (Anzeiger d. Akad. Wiss. Krakau 1892. 147).

Thon ist sehr häufig dem Steinsalz beigemengt, entweder in feinen Theilchen, die beim Auflösen des dadurch grau gefärbten Gesteins zurückbleiben, oder in grösseren, nuss- bis faustdicken Partieen (Thonsalz); häufig auch findet sich

ein Gemeng von Thon und Salz zu mehr oder weniger gleichen Theilen (Salzthon), in welchem oft der Thon das Übergewicht erlangt. Trümer von faserigem St. ziehen sich dann manchmal durch das mürbe Gestein. Mergel und Gyps verhalten sich in gleicher Weise. In den nördlichen Alpen Österreichs nennt man ein Gemeng von Thon, Gyps und Steinsalz Haselgebirge.

M. de Serres und Joly fanden im St. von Cardona in Catalonien sog. Infusorien, Monaden und Bacillarien, denen auch die rothe Farbe zugeschrieben wird (Poggend. Ann. LI. 525). Diese Infusorien sollen im Anfang ihres Daseins weiss sein, im mittleren Alter grün und im hohen Alter roth werden, auch in den unterliegenden Mergeln auftreten (vgl. auch Comptes rendus X. 322. 477). Perty hat später diese Resultate bezweifelt (Mitth. naturf. Ges. Bern 1862. 113). Schafhäutl wies im St. der Alpen Infusorienreste nach. Nach Rendschmidt (N. Jahrb. f. Min. 1839. 630) und Philippi enthält das St. von Wieliczka sog. Polythalamien, Muscheln, Schnecken, Korallen, Crustaceen (N. Jahrb. f. Min. 1843. 569). A. E. Reuss entdeckte in dem Salzthon von Wieliczka über 150 Species von Polythalamien (Sitzgsber. Wien. Akad. II. 1848. 173); über die fossile Fauna der Salzablagerung von Wieliczka vgl. seine spätere treffliche Abhandlnng ebendas. LV. 1867. 1. Zu Wieliczka finden sich auch oft verkohlte Pflanzenstücke (Göppert und Unger, N. Jahrb. f. Min. 1853. 382); das daran reiche St. heisst Salzkohle (Wagh-Solin); nach D. Stur besteht die Flora des Salzes von Wieliczka im Wesentlichen vorherrschend aus Föhrenzapfen, Caryanüssen und entrindeten Trümmern von verrottetem Buchen- und Birkenholz, ohne jede Spur von Blättern (Verh. geol. R.-Anst. 1867. 6). Im St. von Bochnia in Galizien trifft man Braunkohlenstücke, Nüsse, Coniferenzapfen, Zähne von Carcharodon megalodon (Hauch im Jahrb. geol. R.-Anst. II. 33. 37). Auch der mächtige Salzstock von Ilezkaja in der Kirgisensteppe umschliesst bituminöses Holz. Pflanzenreste im ungarischen St. von Thorda beschrieb Staub in Földt. Közl. 1879, 3 u. 4.

Nach der verschiedenen Aggregationsweise pflegt man zu unterscheiden:

Blätteriges Steinsalz, zusammengesetzt aus grosskörnigen oder dickstengeligen Individuen, mit grossen glänzenden Würfelspaltungsflächen; findet sich nicht in grossen Massen, sondern nur stellenweise in den anderen Abänderungen; bei Berchtesgaden, Dürrenberg bei Hallein, Friedrichshall, Wieliczka.

Körniges Steinsalz, feinkörnig bis grobkörnig, die meisten Ablagerungen bildend; nicht selten sind an groben Körnern durch den Gebirgsdruck hervorgebrachte Gleitflächen, welche dem Rhombendodekaëder entsprechen, zu beobachten; manchmal wechselt die Farbe oder die Grösse des Korns in bestimmten Lagen deutlich mit einander ab, wodurch das St. eine Tendenz zur Parallelstructur erhält; bisweilen kommt eine porphyrähnliche Structur vor, indem gröbere Körner in einer mikrokrystallinischen Steinsalzmasse erscheinen.

Faseriges Steinsalz setzt meist nur dünne Lagen und Adern in anderem Steinsalz, in Thon und Gyps zusammen; die gröberen oder feineren Fasern stehen senkrecht auf den Seitenflächen der plattenförmigen Massen; solche dünne

Lagen wechseln häufig mit Salzthon ab. Das dünnstengelige St., welches sich in Trümern zu Bochnia und Wieliczka in Galizien findet, heisst Szpak oder Salzspath (Zeuschner, N. Jahrb. f. Min. 1844. 517).

Das Steinsalz bildet oft im reinen Zustand selbständige mächtige linsenförmige Stöcke und Lager; der leichten Auflöslichkeit wegen gehen dieselben selten zu Tage aus, sondern werden meistens erst durch den Bergbau aufgeschlossen; sehr häufig wechsellagert es mit Thon, Gyps, Anhydrit, Mergel, Dolomit, zumal mit den beiden ersteren Gesteinen, welche fast immer seine getrenen Begleiter bilden, und deren Massen manchmal ganz von Salz durchdrungen sind. Eine allseitige Umhüllung von wasserdichtem Thon ist es auch, wodurch unterirdische Steinsalzmassen gegen den Zutritt des Wassers geschützt und vor der Auflösung bewahrt werden. Eine Schichtung zeigt das St. entweder nur undeutlich oder gar nicht. Zu Stassfurt sind es dünne parallele Lagen von Anhydrit, wodurch es in regelmässige Bänke gesondert erscheint; das siebenbürgische St. ist vermittels eines Wechsels von reineren weisseren und von dünneren, durch Thongehalt dunkleren und unreineren Straten parallel gestreift (Pošepny, Verh. geol. R.-Anst. 1867. 134). — Vielfach geben nur hervorbrechende Soolquellen von dem Vorhandensein von Steinsalzlagern in der Tiefe Kunde. So entspringen aus dem Glimmerschiefergebirge die Salzquellen von Guayeval in Neugranada, aus dem Syenit die von Rio grande und Guaca, aus dem Quarzporphyr die von Kreuznach und Münster am Stein im Nahethal.

In allen geologischen Formationen haben Steinsalzablagerungen stattgefunden, darunter die mächtigsten wohl in der Zechstein-, Trias- und Tertiärformation. Die wichtigsten sind, nach ihrem relativen Alter zusammengestellt:

Im Silur: Bei Abingdon in Virginien hat man i. J. 1840 unter Gyps- und Mergelschichten ein Steinsalzlager erbohrt, welches mit 186 Fuss Mächtigkeit noch nicht durchsunken war. Im westl. Ontario, am ö. Ufer des Huron-Sees, wurde an mehreren Stellen Salz gefunden, welches der obersilurischen Salina- oder Onondagagruppe eingelagert ist; ein Bohrversuch bei Goderich durchsank 6 Steinsalzlager von 6 bis über 34 Fuss Mächtigkeit (N. Jahrb. f. Min. 1873. 168 u. 1878. 95). In den zum Staat New-York gehörigen Grafschaften Madison, Oneida, Seneca sprudeln zahlreiche starke Soolquellen aus den Silurschichten hervor, die auch hier Mergel, Gypslager und Pseudomorphosen nach Steinsalz (die sog. hoppers, vgl. I. 533) umschliessen. Silurisches St., begleitet von rothen Mergeln, Gyps und etwas Dolomit, lagert ferner in der sog. Salt-Range, welche sich im Pendschab von Dschelum bis an den Indus bei Kalabagh erstreckt (Oldham in Verh. geol. R.-Anst. 1873. 168), abgesehen von dem hohen geologischen Alter auch deshalb bemerkenswerth, weil sich in den Mayo Salt Mines Sylvin und Kieserit in Verbindung mit dem St. gefunden hat (Miner. Mitth. 1873. 135).

Im Steinkohlengebirge kennt man bis jetzt vorwiegend nur Salzquellen, welche vielleicht aus tieferen Bildungen hervordringen, obschon es nicht unwahrscheinlich ist, dass auch viele davon aus dem Steinkohlengebirge eigenthümlichen Steinsalzlagern ihren Ursprung nehmen. Aus dem englischen Steinkohlengebirge brechen zahlreiche Soolen hervor: im Kohlendistrict von Durham (z. B. in der Jarrow- und Birtley-Grube), von Bristol (Kingswood), von Leicestershire (Ashby de la Zouch); bei Zwickau in Sachsen und Löbejün unweit Halle findet dasselbe statt. Ungemein

reich an Salzquellen sind die unermesslichen Steinkohlengebirge Nordamerikas und im Kohlenkalk der Grafschaft Washington (Preston Salt Valley) in Südostvirginien lagert wirklich nach Rogers eine mächtige Gypsmasse mit St. (H. D. Rogers, Amer. journ. XVIII. 1854. 273).

Die Dyasformation ist sehr reich an Soolen und Steinsalzstöcken. In der thüringischen Zechsteinbildung erbohrte man 1837 bei Artern unter einer mächtigen Gypsmasse in 986 Fuss Tiefe das feste St.; weiteres Zechsteinsalz findet sich bei Langenberg bei Gera, bei Frankenhausen am Ostfuss des Kyffhäusers, bei Dürrenberg, im Gyps der Eisleben-Mansfelder Mulde. Vor allem ist aber hier zu erwähnen die berühmte Steinsalzlagerstätte von Stassfurt s. von Magdeburg, die zunächst von Salzthon und dem Anhydrit und Gyps der oberen Zechsteinformation bedeckt wird, welchen nach oben noch Buntsandstein überlagert. Nach einer in der Nähe von Unseburg angestellten Tiefbohrung beträgt die Mächtigkeit der ganzen Lagerstätte annähernd 900 m. Das ganze Lager von Salzen kann nach seiner chemisch-mineralischen Zusammensetzung in vier Abtheilungen gebracht werden. Die liegendste, weitaus vorwaltendste Hauptmasse besteht aus reinem Steinsalz in Schichten von 8 bis 9 cm Stärke eingetheilt und zwar durch parallele Anhydritstreifen, welche durchschnittlich 7 mm dick sind (Anhydrit-Region); hierauf ruht eine 66 m mächtige Schicht unreinen Steinsalzes, welches mit leichter löslichen Substanzen, namentlich mit Chlormagnesium vermengt ist, ohne indess den specifischen Charakter des Steinsalzes verloren zu haben; die Trennungen der Salzschichten bestehen hier nicht mehr aus Anhydrit, sondern aus Polyhalit (Polyhalit-Region). Auf diese zweifach gegliederte untere Etage folgt die obere der sog. Abraumsalze, welche ebenfalls in zwei Regionen zerfällt. Zunächst eine 60 m mächtige Zone, in welcher neben Steinsalz und mit ihm wechsellagernd schwefelsaure Verbindungen, namentlich Kieserit in zoll- bis fussmächtigen Bänken vorwalten; in letzteren treten Nester von Sylvin auf (Kieserit-Region). Die oberste Lage von ca. 25—40 m wird durch eine bunt gemischte Schichtenfolge von Steinsalzen, Bittersalzen und zerfliesslichen Kalisalzen, Carnallit, Kieserit, Kainit, Tachyhydrit gebildet, vergesellschaftet mit Knollen von dichtem schneeweissem Boracit (Carnallit-Region). Die Grenze dieser vier Hauptabtheilungen ist indessen keineswegs genau zu bezeichnen, vielmehr findet zwischen denselben ein ganz allmählicher Übergang statt. Die vor allem technisch werthvollen Abraumsalze sind übrigens nicht auf die unmittelbare Nachbarschaft von Stassfurt und Leopoldshall beschränkt, sondern finden sich auch zwischen Aschersleben und Schierstedt (Schmidtmannshall), bei Roschwitz unfern Bernburg, in der Mulde von Egeln (Douglashall bei Westeregeln), ja in der Gegend von Vienenburg bei Goslar und von Thiede bei Braunschweig. Zwischen dem das Hangende des gesammten Stassfurter Salzlagers bildenden Zechsteinanhydrit und dem Buntsandstein hat man an mehreren Orten noch ein jüngeres Steinsalz in einer Mächtigkeit von 40—120 m angefahren, welches sich vor dem älteren durch grössere Reinheit auszeichnet. Vgl. F. Bischof, Die Steinsalzwerke bei Stassfurt, 2. Aufl. Halle 1875. — C. Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlager u. s. w. Halle 1877. — C. Reinwarth, N. Jahrb. f. Miner. 1874. 616. — Precht, Die Salzindustrie von Stassfurt und Umgegend. 4. Aufl. Stassfurt. — Von den aus dem norddeutschen Tieflande hervorragenden einzelnen Gypspunkten, welche aller Wahrscheinlichkeit nach zum Zechstein gehören, haben sich mehrere als Bedeckung von St. ergeben: zu Sperenberg im Kreise Teltow, s. von Berlin, erreichte ein Bohrloch im Gyps das St. in 89 m Tiefe, worauf dasselbe, eines der tiefsten aller bekannten, im vollständig reinen Salz noch 1272 m niedergebracht wurde, ohne dessen Liegendes zu erreichen. Bei Inowraclaw im Reg.-Bezirk Bromberg erreichte man in 130 m Tiefe das Salz, welches mit 184 m noch nicht durchbohrt war. Hierher gehören auch die Salzlager von

Wapno im Kreise Schubin und von Stipsdorf bei Segeberg in Holstein. Bohrungen in der Nähe der unweit des mecklenburgisch-schwerinschen Fleckens Lübtheen aus dem Flachlande sich erhebenden Gypskuppe haben mehrfach in Tiefen von 260—330 m von Kalisalz^n überlagertes St. getroffen (Nettekoven, Berg- u. Hüttenmänn. Ztg. Bd. 43. 1884. Nr. 11). — In der Kirgisensteppe zwischen dem Ural und seinem Nebenflusse Ilek ragt bei der Festung Ilezkaja Saschtschita s. von Orenburg aus den permischen Mergeln und Gypsen ein colossaler blendendweisser Steinsalzstock gletscherähnlich hervor, wovon steinbruchsartig jährlich 700000 Pud gewonnen wurden (vgl. Erman's Archiv VII. 563; N. Jahrb. f. Min. 1850. 76; G. Rose, Reise n. d. Ural II. 204). Auch bei Solikamsk, Ussolie, Balachna und Totma im Gouv. Perm und bei Mertvisol in der Kirgisensteppe kennt man Salzquellen und -Lager (bei Ussolie 49 Fuss mächtig). — Das im Inneren des flachen Carbonbeckens um Bachmuth (zwischen Don und Dnjepr, 20 Meilen n. vom Asowschen Meer) liegende Perm enthält mehrere Salzlager, davon eines mit 147 Fuss nicht durchsunken war (Paul, Verh. geol. R.-Anst. 1885. 167).

Im Buntsandstein und zwar in der obereu Abtheilung sind bei Schöningen in Braunschweig, bei Liebenhall (unweit Salzgitter), Salzderhelden nnd Sülbeck in Hannover (A. Schlönbach in Mineralog. Mittheil. 1875. 283), sowie bei Elmen in der Nähe von Schönebeck in pr. Sachsen Steinsalzlager bekannt.

Im Muschelkalk ist das St. überaus verbreitet, Lager und Stöcke von 20 bis 100 Fuss Mächtigkeit bildend, als Nester im Salzthon, und seinem treuen Begleiter, dem Anhydrit, vertheilt, und beide Gesteine iu Trümern und Adern durchziehend. Hauptsächlich ist die Zwischenbildung zwischen dem unteren und oberen Muschelkalk, die sog. Anhydritgruppe, steinsalzreich. Die mächtigen Lager und massiven, unregelmässig gestalteten Stöcke liegen gewöhnlich im Anhydrit und Salzthon, welche von Dolomiten und Mergeln umschlossen werden. Dieser Formation gehören die bedentenden Salzniederlagen am oberen Neckar und am Kocher an: Sulz am Neckar, Wilhelmsglück bei Hall am Kocher (24 Fuss mächtig), Rottenmünster, Schwenuingen, ebenfalls in Württemberg, Dürrheim und Rappenau in Baden, Stetten bei Haigerloch in Hohenzollern. Auch in Thüringen (Buffleben in Gotha, Johannesfeld bei Erfurt, Stotternheim in Weimar) ist dieselbe steinsalzführend; hierher gehören ferner die Vorkommnisse von Rheinfelden und Ryburg im Canton Aargau nach B. Studer.

In der unteren Etage der Keuperformation finden sich bei Northwich in Cheshire zwei Steinsalzlager, jedes an hundert Fuss mächtig (Ormerod im Qu. journ. geol. soc. IV. 1848. 277), bei Lawton in Cheshire drei und bei Stoke-Prior unfern Droitwich in Worcestershire fünf Steinsalzlager. Dieses Hauptsalzgebiet Englands erstreckt sich über ca. 10 g. Q.-Meilen. Bei Vic und Dieuze im Seillethal in Lothringen sind in den mittleren Keuper ebenfalls mächtige Steinsalzvorkommnisse eingelagert. Bei Vic ist ein Lager 43 Fuss mächtig, bei Petonconrt kennt man sieben Lager, der Stephansschacht bei Dieuze durchsinkt 13 Steinsalzlager zusammen von 155 Fuss Mächtigkeit. Im Juradepartement bei Lons-le-Saunier und Salins erscheint Salz in derselben Etage. Hierher gehören auch die spanischen Keupersalzlager von Mora d'Ebro in der Provinz Tarragona und von Minglanilla in der Provinz Cuenca (E. de Verneuil u. Collomb, Bull. soc. géol. (2) X. 1853. 119). — Die Angabe, dass das Salz von Egestorffhall bei Hannover und das von Sülbeck zwischen Eimbeck und Northeim dem mittleren Keuper angehören soll, ist nach A. Schlönbach (Min. Mitth. 1875. 283) irrig; beide lagern im Buntsandstein; für das anch zum Kenper gezogene Salz von Davenstedt bei Hannover, welches unmittelbar unter dem Tertiär auftritt, ist nach ihm die Zugehörigkeit zu einer Formation noch nicht entschieden. Gurlt führt an, dass bei Hänigsen nnweit Celle im Keuper fünf Steinsalzlager, durch Salzmergel

getrennt, von zusammen 264 m Mächtigkeit durchsunken worden sind (Niederrhein. Ges. zu Bonn 1875. 76. 317).

Die mächtigen alpinen Steinsalzlagerstätten, die von Ischl, Hallstatt und Aussee im Salzkammergut, der Salzstock von Hallein, der nach Berchtesgaden fortsetzt, die von Hall in Tirol, welche früher den Werfener Schiefern und somit der unteren Trias zugerechnet wurden, gehören nach den Untersuchungen von Stur, v. Mojsisovics u. A. der unteren Abtheilung der oberen alpinen Trias an, indem sie in oder unter den sog. Zlambach-Schichten liegen (v. Hauer, Geologie, 2. Aufl. 1878. 389). Der Salzstock von Hallstatt ist z. B. auf 2500 m Länge, 800 m Breite, 500 m Tiefe aufgeschlossen; reinere Salzpartieenmassen kommen in diesen Stöcken nur sehr untergeordnet vor; die Hauptmasse derselben enthält durchschnittlich nur 60 % Salz, welches mit Thon, Gyps u. s. w. innig gemengt, das sog. Haselgebirge bildet.

Bei Bex im Canton Waadt lagert in dem Anhydrit des Lias eine bekannte mächtige Steinsalzmasse; gröbere und feinere Bruchstücke von Anhydrit und Kieselkalk sind dort durch reines und wasserhelles St. zu einer festen Masse cämentirt, welche ein gangähnliches Vorkommen im Anhydrit bildet (nach Chavannes ist indessen der Gyps und Anhydrit nebst dem Salz in Bex eocän). Sonst sind in der Juraformation keine Steinsalzlager bekannt; auch in der Kreide kennt man mit Sicherheit nur spärliche Vorkommnisse. So finden sich nach Crouzet mit dem Kreidegyps des Adourbassins in Südwest-Frankreich Steinsalzlager. Grössere Verbreitung gewinnen dieselben im Hippuritenkalkstein Algiers, wo südlich von Medeah der Salzberg Dschebel-Sahari, n. von Biskra der horizontal geschichtete Steinsalzlager umschliessende Gypsberg Dschebel-Melah aufragt (nach Renou und Fournel; vgl. auch Ville, im Bull. soc. géol. (2) XIII. 406).

Die Tertiärformation dagegen ist wieder sehr reich an Steinsalz. Tertiär sind sämmtlich jene gewaltigen, mit Salzthon, Gyps und Mergel vergesellschafteten Steinsalzablagerungen zu beiden Seiten der Karpathen in Ungarn (zumal zu Soovar bei Eperies, bei Rhonaszek und Sygatag im Marmaroscher Comitat), Siebenbürgen (Parajd, wo weite Flussthäler im Steinsalz ausgewaschen sind, Thorda, Maros-Ujvár), Galizien. Weltbekannt ist das Steinsalzlager von Wieliczka in der Nähe von Krakau, welches von Norden nach Süden eine Breite von ungefähr 1000 m besitzt und dem Streichen nach auf 4000 m aufgeschlossen ist, während die grösste Tiefe der Baue 280 m beträgt; mit den ebengenannten gehört es der Miocänbildung (wahrscheinlich der oberen Abtheilung) an, wie dies zuerst von Murchison, Verneuil und Keyserling ausgesprochen wurde (The Geology of Russia 291; vgl. noch Zeuschner, N. Jahrb. f. Min. 1844. 513; Reuss, Naturw. Abh. herausg. v. Haidinger III. 1850. 44). Niedzwiedzki stellt es mit vieler Wahrscheinlichkeit in die erste Mediterranstufe des Wiener Beckens; vgl. dessen ausführlichen »Beitrag zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia u. s. w. Lemberg« I. 1883; II. und III. 1884, IV. 1889, V. 1891. Bei Stebnik in Ostgalizien hat man das St. in einer 400 Fuss übersteigenden Mächtigkeit durchbohrt; zu Kalusz in Ostgalizien führt das Lager im Hangenden ansehnliche Massen von Kalisalzen (Kainit und Sylvin, auch Carnallit, Kieserit, Syngenit; (Verh. geol. R.-Anst. 1868. 226 und 1871. 65; Niedzwiedzki in Min. Mittheil. 1877. 95; Das Salzgebirge von Kalusz, Lemberg 1891). — In weiter und reicher Verbreitung auch in Rumänien (Moldau und Walachei); das St. der Moldau hält Coquand für oligocän (Bull. soc. géol. (2) XXIV. 1867. 505 und ebendas. (3) II. 1874. 365); nach Cobalcescu (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 115) ist das rumänische Salzterrain von der Nordgrenze der Moldau bis an die Aluta ein mit Salz geschwängerter Gypsmergel, welcher untergeordnete Sandsteinbänke und an mehreren Stellen Stöcke von reinem St. enthält. — Zur Tertiärformation (zur Nummulitenbildung, nach Anderen zum jüngeren Tertiär) gehört der berühmte gletscherähnliche Steinsalzfelsen von Cardona in Catalonien,

dessen schon Plinius gedenkt (Hist. nat. XXXI. 39), 550 Fuss hoch und eineu Raum von fast 140 000 Quadratruthen bedeckend; verschieden gefärbte dünne und oft gekräuselte Salzlagen wechseln in dichter Folge mit zwischenliegenden Gypslagen; der thonige Rückstand weggelösten Salzes schützt die Salzklippen vor dem Angriff des Regens (Stapff, Z. geol. Ges. XXXVI. 1884. 401). Gleichfalls in dem grossen Tertiärbecken südl. von Aranjuez und Valtierra bei Tudela in Spanien; bei Remolinos in der Provinz Zaragoza (E. de Verneuil, Bull. soc. géol. (2) XI. 1854. 675). Hierher auch die St.e Siciliens, verbreitet von Nicosia und Sperlinga im NO. bis Cattolica im SW. (G. vom Rath, N. Jahrb. f. Min. 1873. 588), das von Volterra in Toscana. Ferner die Steinsalzlager von Russisch Armenien und Persien (Kulpi, Nachitschewan, Ordubad, Maman, Kischlak (Tietze, Jahrb. geol. R.-Anst. XXIX. 1879. 567). Die Steinsalzablagerungen im Tell (im bergigen Algerien) gehören nach Coquand dem oberen Eocän an (Bull. soc. géol. (2) XXV. 1868. 432).

Das Steinsalz findet sich auch in der Form von sog. Steppensalz und Wüstensalz als eine mehr oder minder mächtige rindenartige Ablagerung auf der Oberfläche oft in sehr weiter Ausdehnung: so in der Kirgisensteppe, in der Umgegend des kaspischen Meeres, zu beiden Seiten des Atlasgebirges, in der Sahara, den Wüsten Arabiens und Mittelasiens. An Steppensalz-Ablagerungen ist auch Südamerika reich.

Aus denjenigen Seen, welche, weil sie nur Zufluss, keinen Abfluss haben, im Lauf der Zeit salzig geworden sind, scheidet sich durch die Verdunstung des Wassers das Seesalz an den Ufern oder auf dem Boden ab; so am todten Meer in Palästina, welches eine beinahe gesättigte Salzlauge ist mit einem sp. Gew. von 1,23 und mit 24,5% gelösten Bestandtheilen, darunter 7% NaCl; am Elton-See auf der linken Seite der unteren Wolga (mit 1,27 sp. Gew. und 28,8% Salzen), im grossen Salzsee der Mormonen, w. von den Wahsatch-Mts. Eine sehr ausführliche Zusammenstellung aller hierher gehörigen Analysen bietet J. Roth in seiner Allgem. u. chem. Geol. I. 463. — In der Gegend von Neu-Sibirien fand Ferdinand v. Wrangel auf dem Polareis mehrere Zoll dicke Krusten eines grobkörnigen Meersalzes (Rassól genannt), welches sich aus dem gefrierenden Meerwasser ausgeschieden hatte (Reise längs der Nordküste v. Sibirien u. auf d. Eismeer, II. 256).

Bildungsweise. Verleitet durch die eigenthümlichen stockförmigen Lagerungsverhältnisse des Steinsalzes und durch den Umstand, dass sich Kochsalz als Sublimationsproduct in Vulkanen findet, haben ältere Geologen die unhaltbare Ansicht aufgestellt, dass dasselbe in eruptiver, gar in pyrogener Weise gebildet sei.

Charpentier glaubte z. B., dass das Steinsalzvorkommen zu Bex, welches Anhydrit- und Kieselkalkstücke zusammenkittend, eine 30—40 Fuss mächtige Spalte im Anhydrit ausfüllt, sich nur durch die Annahme einer Sublimation erklären lasse (Poggend. Ann. III. 75). Nach Karsten sei das St., wie jedes andere plutonische Gestein, in stockförmigen Massen durch die schon abgelagerten Bildungen emporgetrieben worden; es muss »die Schichten aufgerichtet und zerrissen haben, um sich den Weg bis zur Erdoberfläche zu bahnen« (Karsten's und v. Dechen's Archiv 1848. 551). Zeuschner hielt das stockförmig und gangähnlich in den Salzburger Alpen auftretende St. für eine eruptive Bildung, nnd die begleitenden Mergelthone, Salzthone und Gypse für Schlammausbrüche, während er das St. am Nordabhange der

Karpathen für einen Niederschlag aus dem Meere erklärte (Haidinger's naturwissensch. Abh. III. 171; Jahrb. geol. R.-Anst. I. 1850. 241). Später noch, im Jahr 1856, unterschied Abich primäres St., welches im reinen Zustand dem Erdinneren entstieg, und secundäres St., welches sich nach der Auflösung des primären an anderen Stellen wiederum absetzte und durch schwefelsaure Salze verunreinigt ist (Comptes rendus 1856. XLIII. 228). — Gegen diese Anschauungsweisen erheben mancherlei Thatsachen lauten Einspruch. G. Bischof machte darauf aufmerksam, dass bei der vorausgesetzten Sublimation des Steinsalzes zu Bex sich dort die Erscheinungen zeigen müssten, welche in den Öfen, in denen mittels Kochsalz das Steingut glasirt wird, vor sich gehen. Bei der ungeheuern Hitze, die zur Verflüchtigung des Salzes erforderlich gewesen wäre, hätten sich die angrenzenden Seitenwände und die Bruchstücke verglasen und ausserdem an höheren Stellen Salzsäure und Eisenchlorid verflüchtigen müssen. Dasjenige Salz, welches sich wirklich im Inneren der vulkanischen Kraterspalten bildet, hat dagegen mit seinem bedeutenden Gehalt an KCl, welcher bis zur Hälfte des ganzen Chlorides steigen kann, eine gänzlich andere Zusammensetzung, als das innerhalb der sedimentären Formation vorkommende; das gewöhnliche St. könne daher nicht wohl als Sublimat betrachtet werden. Die Flüssigkeiten und manchfachen organischen Überreste, welche das St. einschliesst, widerstreiten ebensosehr einer Bildung desselben auf pyrogenem Wege oder als Sublimat, wie sie seiner Entstehung auf wässerigem Wege das Wort reden.

Heinrich Rose folgerte aus dem Umstand, dass das natürliche Steinsalz beim Erhitzen nicht decrepitirt, während das künstlich aus einer Lösung gebildete, in kleinen Höhlungen Mutterlauge einschliessende Kochsalz stark verknistert, dass das St. sich nicht auf nassem Wege gebildet haben könne (Poggend. Ann. XLVIII. 1839. 354). Es findet dieser Gegensatz indessen darin seine einfache Erklärung, dass die Bildung des St. ungemein viel langsamer von statten ging, als es bei den künstlich erzeugten Kochsalzkrystallen der Fall ist und dasselbe im Zusammenhang damit verhältnissmässig viel weniger mikroskopische Einschlüsse von Flüssigkeit in sich aufnehmen konnte, deren ausserordentliche Menge im Kochsalz eben dessen Decrepitiren bedingt.

Für die Salzstöcke Siebenbürgens hat Pošepny darzuthun versucht, dass die Salzmassen zwar ursprünglich als Meeresabsätze in regelmässigen Schichten abgelagert seien, aber durch spätere, in ihrem Inneren vor sich gehende Umwandlungen und Zersetzungen, womit eine Volumvergrösserung verknüpft war, manchfache Störungen erlitten haben, ja dann oft durch die auflagernden Schichten hindurchgepresst wurden, so dass sie sich gewissermassen als Eruptivgebilde darstellen; er stützt diese Ansicht durch die Discordanz zwischen den die Salzstöcke zusammensetzenden und den um dieselben befindlichen Schichten, durch die steile Neigung der ersteren, welche sich in den höheren Niveaus selbst als ein fächerförmiges Auseinanderbiegen kund gibt, ferner durch die scharfe, oft mit Rutschflächen versehene Begrenzung der Stöcke gegen das Nebengestein (Jahrb. geol. R.-Anst. XVII. 475 und XXI. 123).

Die Ansicht, dass die Stöcke und Lager von Steinsalz, welche sämmtlich von sedimentären Formationen beherbergt werden, auf nassem Wege durch unmittelbaren Absatz aus den Meeren und Binnenseen früherer Erdbildungsperioden entstanden sind, stösst in jetziger Zeit auf keinen Widerstand

mehr. Im Jahr 1844 sprach sich Schafhäutl in seiner Abhandlung über den Salzthon dafür aus (Münchener Gelehrte Anz. 825—835 und N. Jahrb. f. Min. 1844. 62 f.). Ausführlich geht G. Bischof in seiner Chemischen und physikalischen Geologie auf die Steinsalzgenese in diesem Sinne ein. »Keiner unter den im Meerwasser gelösten und darin schwebenden Bestandtheilen kommt in so grosser Menge als das Kochsalz vor; an Material zur Bildung von Steinsalz aus dem Meere fehlte es daher weder in früheren noch in gegenwärtigen Zeiten. Wer nicht daran zweifelt, dass die mächtigen Kalklager im Wechsel mit anderen sedimentären Gesteinen Bildungen aus dem im Meerwasser aufgelösten kohlensauren Kalk sind, obwohl dessen Menge nur ungefähr 0,0001 beträgt, der kann nicht anstehen, dem Steinsalz, dessen Menge 250mal so viel beträgt und das eingelagert in sedimentären Gesteinen ist, denselben Ursprung zuzuschreiben.« Niemals wurden in einem St. andere Bestandtheile aufgefunden, als sie das Meerwasser enthält; von chemischer Seite kann man daher die Bildung des St. aus Meerwasser nicht anfechten.

Im Weltmeer concentrirt sich durch Verdunstung des Wassers der Salzgehalt an der Oberfläche; während aber in ruhig stehenden Wassersäulen, z. B. Bohrlöchern, die stärkere Lösung zu Boden sinkt und sich eine Zunahme des Salzgehalts von der Oberfläche nach unten zu erkennen lässt, mischt sich in Folge der grossen Meeresströmungen dort jenes salzreichere Wasser beständig mit dem salzärmeren und kann sich daher nicht local anhäufen, um so weniger, als die einmündenden Flüsse das verdunstete Wasser wieder ersetzen. Eine Zunahme des Salzgehalts mit der Tiefe kann daher nur in eingeschlossenen Meeren oder wenigstens in solchen vor sich gehen, welche blos durch enge Canäle mit dem Weltmeer in Verbindung stehen. Während sich in der Jetztzeit auf dem Boden des mittelländischen Meeres kein Steinsalz absetzt, würde, wenn durch ein Ereigniss der Zusammenhang dieses Meeres mit dem atlantischen aufgehoben werden sollte und die Verdunstung die Oberhand über das einströmende Flusswasser gewänne, das mittelländische Meer zu einer gesättigten Auflösung und die Steinsalzbildung unausbleiblich werden. Wenn eine Meeresbucht durch Sandbänke vom Ocean so abgetrennt wird, dass nur eine beschränkte Communication übrig bleibt, so werden durch die Verdunstung des eingeschlossenen Meerwassers Salzabsätze entstehen, wozu dann auch noch die mechanischen Absätze der etwa durch die Flüsse eingeführten schwebenden Theilchen kommen. Steigt zur Zeit der Fluth das Meerwasser über die Sandbank, so wird das in der Bucht verdunstende Wasser immer wieder ersetzt und die Salzabsätze dauern fort, bis die ganze Bucht durch sie und durch mechanische Sedimente ausgefüllt ist. Solche ausgedehnte Salzlager würden z. B. auch entstehen, wenn das rothe Meer oder der persische Meerbusen in der angedeuteten Weise gegen den Ocean abgedämmt würde und die Süsswasserzuflüsse weniger als die Verdunstung betrügen. Könnte man nachweisen, dass sich das Steinsalz stets in Becken fände, welche durch die Ränder älterer Gebirge begrenzt werden, so dürfte man in diesen Becken ehemalige grosse Meerbusen erblicken, in denen auf solche Weise bedeutende

Mengen Meerwassers eingeschlossen waren, dessen Salze in Folge allmählicher Verdunstung ausgeschieden wurden. C. Ochsenius hat später noch besonders darauf aufmerksam gemacht, dass es zur Bildung von sehr mächtigen Salzablagerungen, welche einen continuirlichen Zufluss von salzhaltigen Gewässern bedürfen, nothwendig ist, dass Meerbusen von bedeutender Tiefe gegen das offene Meer hin durch Barren abgeschlossen werden, über welche ununterbrochen gerade nur so viel Meerwasser eintreten kann, als die Oberfläche des abgetrennten Beckens zu verdunsten vermag.

Sehr lehrreich ist das Bild, welches G. Bischof von den Vorgängen im todten Meer entwirft. Das Kochsalz, welches sich auf dem Grunde desselben abgesetzt hat und noch absetzt, scheidet sich gleichzeitig mit dem in seinen Zuflüssen aufgelösten kohlensauren Kalk aus. Im Frühling, wenn die Zuflüsse durch Kalk- und Thontheilchen getrübt sind, entstehen blos mechanische Absätze; denn in dieser Zeit, wo durch Zuführung bedeutender Flusswassermassen die Salzlösung verdünnt wird, schlägt sich kein Kochsalz nieder. In der warmen Jahreszeit folgen dann die chemischen Niederschläge von Kochsalz und kohlensaurem Kalk. Wenn sich durch anhaltenden Regen in dieser Jahreszeit die Zuflüsse trüben, so entstehen an Kochsalz weniger reiche Sedimente. Auf diese Weise bildet sich ein beständiger Wechsel von verschiedenen unregelmässig dicken Schichten aus, die das getreue Abbild z. B. des mächtigen Salzstocks zu Hall in Tirol darstellen, der ebenfalls aus regellos abwechselnden und gemengten Niederschlägen besteht. Da das Wasser des todten Meeres viel Chlormagnesium enthält, in welchem der schwefelsaure Kalk höchst schwerlöslich ist, so kommt nebenbei auch der zugeführte Gyps zum Absatz.

Als Muster der Jetztzeit für die marine Ablagerung von Salz scheint man beispielsweise den Golf von Karabugas an der Ostküste des Kaspi-Sees ansehen zu können; durch die schmale Meerenge, welche beide trennt, strömt das Wasser des Kaspischen Meeres beständig mit der bedeutenden Geschwindigkeit von 3½ Seemeilen in der Stunde ein, ohne je zurückzukehren; ein unterirdischer Gegenstrom scheint wenigstens bis jetzt nicht nachgewiesen zu sein. Die starke Verdunstung auf der Oberfläche dieses von trockenen Steppengebieten umgebenen Golfes hält solcher Wasserzufuhr das Gegengewicht. Das mit dem Meerwasser beständig hineingeführte Salz jedoch verbleibt dem betreffenden Becken, welches auf diese Weise einen Condensator für das Salz viel grösserer Meeresmengen vorstellt, als des eigenen Cubikinhalts an Meerwasser (Tietze, Jahrb. geol. R.-Anst. 1877. 372).

Wenn das Meerwasser durch Verdunstung concentrirt wird, so muss, da es dem Sättigungszustand durch schwefelsauren Kalk viel näher ist als dem durch Chlornatrium, der Absatz jenes Sulfats viel früher als der dieses Salzes erfolgen, unter solchen Verhältnissen also das Liegende der reinen Steinsalzlager stets Anhydrit oder Gyps sein.

Bei der bedeutenden Salzlagerstätte von Stassfurt bei Magdeburg (S. 435), von welcher F. Bischof eine gediegene Beschreibung gab, ist es namentlich die im Grossen und Ganzen regelmässige Aufeinanderfolge verschiedener Salze nach ihrer Löslichkeit, die nach chemischen Gesetzen geordnete Gruppirung der einzelnen Stoffe, welche auf die genetischen Verhältnisse helles Licht wirft, indem sie Vergleiche mit dem Verlauf des Verdunstungsprocesses in heutigen Salzseen und des Siedeprocesses in Salinen gestattet. Das eigentliche Steinsalzflötz, welches das Tiefste des Lagers ausmacht, wird nur von dünnen Anhydritschnüren

durchzogen; darunter findet sich als Liegendes höchst wahrscheinlich schwefelsaurer Kalk; beide sind, nach der schwereren Löslichkeit geordnet, die ersten Absätze in einem an verschiedenen Salzen reichen Salzsee; durch die sich wiederholenden Anhydritschnüre sind die Wirkungen des Jahres gekennzeichnet. Nachdem die Hauptmasse des Kochsalzes abgesetzt war, gewannen die darüber stehenden Lösungen schon mehr den Charakter unserer heutigen Mutterlauge und es schieden sich neben dem noch vorhandenen Kochsalz und schwefelsauren Kalk auch leichter lösliche Salze aus: man findet daher über dem reinen Steinsalz ein mit Bittersalzen und Chlormagnesium verunreinigtes Steinsalz und die Trennungen zwischen den einzelnen Salzschichten bestehen nicht mehr, wie in der untersten Region aus Anhydrit, sondern aus Polyhalit (einer Verbindung von schwefelsaurem Kalk, schwefelsaurer Magnesia und schwefelsaurem Kali). Neben dem Rest des Kochsalzes waren nunmehr diese Sulfatverbindungen die schwerlöslicheren Salze; sie schieden sich als Bittersalze (Kieserit), vermengt mit Steinsalz, aus, und schliesslich herrschten in den letzten Rückständen der Mutterlauge die zerfliesslichen Chloride des Kaliums und Magnesiums, mit deren endlicher Ausscheidung der Process beendet wurde. Eine Decke von Salzthon bedingte die Erhaltung dieser »Abraumsalze«.

G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. (2. Aufl.) II. 11 ff.
C. Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlager u. ihrer Mutterlaugensalze u. s. w. Halle 1877; auch N. Acta Leop. Carol. Acad. 1878. XL. 123; Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 654.
Usiglio, Versuche über die beim Verdunsten d. Meerwassers sich allmählich ausscheidenden Salze, Ann. de chim. et de phys. (3) XXVII. 172. Jahresber. 1849. 643.
C. Reinwarth, Die Steinsalzablagerung bei Stassfurt und die dortige Kali-Industrie u. s. w. Dresden 1871.
F. Bischof, Die Steinsalzwerke zu Stassfurt. 2. Aufl. Halle 1875.
G. Tschermak, Sitzgsber. Wiener Akad. LXIII. 1871. Aprilheft.
E. Pfeiffer, Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im pr. St. XXXIII. 1885. 71, auch Archiv d. Pharm. (3) XXII. 1884. 81.

Von löslichen Salzen erscheinen noch in Stassfurt:

Kieserit = $MgSO_4 + H_2O$ (bestehend aus 28,97 Magnesia, 57,99 Schwefelsäure, 13,04 Wasser); monoklin, in sehr feinkörnigen bis dichten Aggregaten, welche, mit Steinsalz wechselnd, zoll- bis fussstarke Schichten bilden; weisslichgrau, durchscheinend, spec. Gew. 2,56—2,52; wird an der Luft trübe, zieht begierig Wasser an und geht dabei endlich in Bittersalz über; findet sich auch bei Kalusz in Galizien und Hallstatt in Österreich.

Kainit = $MgSO_4 + KCl + 3\ H_2O$ (bestehend aus 32,2 Schwefelsäure, 16,1 Magnesia, 15,7 Kalium, 14,3 Chlor, 21,7 Wasser); monoklin, in gelblichen oder lichtgrauen Aggregaten mit spec. Gew. 2,13, welche oft mächtige Schichten bilden; wird an der Luft nicht feucht; kommt in grosser Mächtigkeit auch zu Kalusz vor.

Sylvin (Leopoldit, Hövelit) = KCl (bestehend aus 47,54 Chlor und 52,46 Kalium), spec. Gew. 1,9 bis 2, im reinen Zustand farblos, bildet zu Stassfurt Nester mit prächtigen Krystallen im Kieserit, zu Kalusz grosskörnige Aggregate von oft reich krystallisirten Individuen (Foetterle, Verh. geol. R.-Anst. 1868. 226 und 1871. 65).

Carnallit = $KCl + MgCl_2 + 6\ H_2O$ (bestehend aus 26,8 Chlorkalium, 34,2 Chlormagnesium, 39 Wasser), rhombisch, aber auf seiner Lagerstätte nur in grosskörnigen

Aggregaten mit muscheligem Bruch und sp. Gew. 1,6. Im reinen Zustand farblos, gewöhnlich aber durch viele mikroskopische Schuppen von Eisenglimmer, welche sich durch Wasser leicht auswaschen lassen, roth gefärbt und avanturinähnlich aussehend; enthält auch mikroskopische Krystalle von Quarz, Anhydrit, Eisenkies in messinggelben Pentagondodekaëdern, sowie organische Substanz; findet sich noch zu Kalusz und ferner zu Maman im s.ö. Theil von Aderbeidjan in Persien. J. v. Liebig erhielt ein Salz von der Zusammensetzung des Carnallits schon 1827 bei der Krystallisation der Mutterlauge der Saline zu Salzhausen; Ann. Chem. u. Pharm. XXXIII. 5.

Tachyhydrit = $CaCl_2 + 2\,MgCl_2 + 12\,H_2O$ (bestehend aus 36,8 Chlormagnesium, 21,4 Chlorcalcium, 41,8 Wasser), rhomboëdrisch, im dichten Anhydrit wachs- bis honiggelbe, stark durchscheinende rundliche Massen bildend.

Durch Einwirkung des Wassers sind an dem Complex der stassfurter Salze manche Lösungs-, Auslaugungs- und Neubildungsvorgänge erfolgt. War die Wirkung von kurzer Dauer, so wurde aus der Carnallitregion nur Chlormagnesium gelöst und als Rückstand resultirte ein Gemenge von Kieserit, Steinsalz und Chlorkalium, das sog. Hartsalz. Durch längere aber beschränkte Einwirkung des Wassers wurde nach dem Fortwaschen des Chlormagnesiums der Kieserit, nachdem er durch Wasseraufnahme in Bittersalz übergeführt und dadurch leicht löslich geworden war, ebenfalls fortgewaschen und es blieb ein Gemenge von Chlornatrium und Chlorkalium (sog. Sylvinit) zurück. Wo das Magnesiumsulfat mit Chlorkalium in Wechselwirkung trat, bildete sich Kaliummagnesiumsulfat (Schönit, Pikromerit). Am verbreitetsten ist aber die secundäre Bildung von Kainit, welcher durch Wechselzersetzung und Zusammenkrystallisiren von Chlorkalium und Magnesiumsulfat (oder von Kaliummagnesiumsulfat und Chlormagnesium) entstanden ist (Precht).

Flussspath.

Flussspath oder Fluorit bildet als krystallinisches Aggregat, als sog. dichter Flussspath oder Flussstein Massen von beträchtlicher Ausdehnung; grünlichweiss oder grünlichgrau, auch röthlich, bisweilen gefleckt oder geflammt. Härte = 4, spec. Gew. = 3,1—3,2. Im reinen Zustand Fluorcalcium $CaFl_2$ mit 51,15 Calcium und 48,85 Fluor.

Bei Rottleberode und Strassberg unfern Stollberg auf dem Harz, wo sonst jährlich über 50 000 Centner als Zuschlag für die Mansfelder Kupferhütten gewonnen wurden. Dieser Flussspath enthält bis 0,045 mm grosse als (P.∞P) ausgebildete Quarzkryställchen, stellenweise förmlichen mikroskopischen Quarzstaub in Wolken und Schnüren in sich (F. Z., Mikrosk. Beschaff. 228). — Von der Nordwestseite des Thüringer Thales, worin der Farrenbach herabfliesst, am Bommelhank bis zu dem Ellmergehäge bei Steinbach über den Flossberg hinweg bildet nach Krug von Nidda grüner Flussspath mit etwas Quarz und Brauneisenstein beinahe die einzige, wohl bis zu 20 Lachter mächtige Ausfüllung eines Ganges. Der Flussspath ragt am Abhang des Berges in häuserhohen Felsen und Kämmen aus dem Gneiss hervor (Karsten's u. v. Dechen's Archiv XI. 1839. 66). Des Cloizeaux berichtete über ein gesteinsbildendes Flussspathvorkommen zwischen Gabas und den spanischen Bädern von Panticosa in den Pyrenäen (Bull. soc. géol. (2) XIX. 1862. 416).

Kryolith (Cryolite).

Dieses nach Krenner und Groth monokline Mineral bildet selbständige grosskörnige und dickschalige Massen von so bedeutender Ausdehnung, dass man diese den Gesteinen zuzuzählen pflegt. Es ist farblos, schneeweiss, graulich- und gelblichweiss bis schwarz, halbdurchsichtig bis durchscheinend, in den weissen Stücken mit einem an Eis erinnernden feuchten Glasglanz, schmilzt schon an der Lichtflamme. Reine Stücke zeigen (ähnlich wie beim Anhydrit) drei fast rechtwinkelige Spaltungsrichtungen. In den Aggregaten lassen die Individuen nicht selten eine lamellare zwillingsartige Zusammensetzung besonders gut im pol. L. erkennen. U. d. M. zeigen sich in der Kryolithmasse oft zahlreiche, bis 0,004 mm grosse flächenreiche und stark lichtbrechende farblose Kryställchen von unbekannter Natur, wie es scheint dem regulären System angehörig. Härte = 2,5—3, spec. Gew. = 2,95. In chemischer Hinsicht ist der Kryolith $Na_6Al_2Fl_{12}$, oder eine Verbindung von 6 Mol. Fluornatrium mit 1 Mol. Fluoraluminium, $6\ NaFl + Al_2Fl_6$ mit 32,79 Natrium, 12,85 Aluminium, 54,36 Fluor.

Der Fundort des Kryoliths, von dem zu Ende des vorigen Jahrhunderts ein dänischer Grönlandsfahrer zum ersten Mal ein grosses Stück nach Kopenhagen brachte, welches 1795 Schumacher beschrieb, ward von Giesecke zuerst wieder entdeckt. Derselbe liegt bei Evigtok (Ivigtut) an der Südseite des Arksutfjords in Grönland, ungefähr 30 Meilen von der Colonie Julianshaab entfernt, hart an der Meeresküste. Nach den neueren Angaben von P. Johnstrup lagert hier im grauen Gneiss ein eruptiver Granitstock, welcher die gleichsam einen Kern in ihm bildende Kryolithmasse einschliesst. Der Kryolith, dessen Vorkommen lediglich auf das Granitgebiet beschränkt ist, zerfällt in eine centrale und peripherische Partie; die erstere, 500 Fuss in die Länge und 100 Fuss in die Breite messend, wird schalenförmig von der letzteren umschlossen. In der centralen, vorwiegend aus Kryolith bestehenden Masse finden sich unregelmässig eingemengt Quarz, Eisenspath, Bleiglanz, Zinkblende, Eisenkies, Kupferkies, Wolframit. Die Mächtigkeit der von der centralen Partie ziemlich scharf abgegrenzten, aber ganz allmählich in den umgebenden Granit übergehenden peripherischen Schale wechselt von wenigen bis 100 Fuss; die vorherrschenden accessorischen Mineralien sind hier Quarz, Feldspath (Mikroklin) und Ivigtit (dem Gilbertit nahestehend); ausser den Mineralien des centralen Feldes erscheinen hier auch Flussspath, Zinnstein, Molybdänglanz, Arsenkies und Columbit. Der umgebende Granit enthält zahlreiche Bruchstücke von Gneiss und Grünstein und ist prismatisch in der Weise abgesondert, dass die Verlängerungslinien der Granitsäulen gegen einen Punkt in der Mitte der Kryolithpartie convergiren. Die Kryolithpartie wird von Johnstrup als eine gleichzeitige concretionäre Ausscheidung innerhalb des eruptiven Granits betrachtet. Der Kryolith kommt auch schwarz vor und ist dann durch organische Stoffe, deren Gehalt unter $\frac{1}{10}$% bleibt, gefärbt; nahe zur Rothgluth erhitzt, wird diese Varietät ebenfalls weiss. In dem ursprünglichen derben Kryolith sitzt secundär krystallisirter auf Klüften. Gleichfalls als secundäre Bildungen erscheinen Hagemannit, Pachnolith, Thomsenolith, Ralstonit. — Die Grönländer nennen den Stein Orsugisat (Orsok, Speck) wegen seiner Ähnlichkeit mit Seehundsspeck.

Schumacher, Abhandl. naturf. Ges. zu Kopenhagen Bd. IV. 1795.
Giesecke, Edinb. philos. journ. VI. 1822. 141.
Jameson, On Cryolite, Mem. of the Werner. soc. I. 465.

Taylor, Qu. journ. geol. soc. XII. 1856. 140.
Heintz, Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch. XVIII. 1861. 133.
Websky, N. Jahrb. f. Miner. 1867. 810.
Krenner, ebendas. 1877. 504 und Mathem. u. naturw. Berichte aus Ungarn 1883. 1.
P. Groth, Z. f. Krystallogr. VII. 1883. 375. 457.
P. Johnstrup, Förhandl. vid de skandin. naturforskarnes 12te möte i Stockholm. Stockholm 1883. 234.
F. Zirkel, Mikroskop. Beschaff. d. M. u. Gest. 1873. 230.

Kalkstein.

(Limestone, calcaire.)

Der Kalkstein ist ein körniges, scheinbar dichtes, oolithisches oder erdiges Aggregat von Kalkspath, stets aus krystallinischen Theilen zusammengesetzt. Die Verschiedenheiten der makroskopischen Structur und die manchfachen Beimengungen rufen eine grosse Anzahl von Abarten hervor.

Der vollständig reine Kalkstein ist chemisch kohlensaurer Kalk, $CaCO_3$, von der Normalzusammensetzung: Kalk 56,00; Kohlensäure 44,00 %. In der Regel mit geringen Beimengungen von kohlensaurer Magnesia, kohlensaurem Eisenoxydul oder Manganoxydul, oft auch verunreinigt durch Kieselsäure, welche die Härte erhöht, durch Thonerde, durch Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat, welches ockergelbe bis braunrothe Färbung verursacht, durch kohlige oder bituminöse Substanzen, wodurch ebenfalls dunklere Färbung hervorgerufen wird, und welche bewirken, dass der Kalkstein beim Schlagen mit dem Hammer oder Reiben einen unangenehmen Geruch entwickelt.

Analysen von Kalksteinen verschiedener Formationen:

Untersilurischer Kalk von Llandeilo: $CaCO_3$ 79,97; $MgCO_3$ 0,52; Fe_2O_3 und Al_2O_3 0,82; P_2O_5 0,56; organische Substanz 0,56; unlösl. Rückstand 17,85. (D. Forbes.)

Obersilurischer Wenlockkalk von Dudley: $CaCO_3$ 90,09; $MgCO_3$ 1,26; Fe_2O_3 und Al_2O_3 2,30; P_2O_5 0,46; organ. Substanz und Wasser 0,76; unlösl. Rückstand 5,13. (D. Forbes.)

Devonischer Stringocephalus-Kalk von Weinbach in Nassau: $CaCO_3$ 94,96; $MgCO_3$ 3,99; Fe, Mn und Al_2O_3 0,46; Thon 0,47; Wasser und Verlust 0,12. (Fr. Sandberger.)

Zechsteinkalk aus dem Orlathal in Thüringen: $CaCO_3$ 90,09; $MgCO_3$ 1,26; Fe_2O_3 und Al_2O_3 2,30; P_2O_5 0,46; unlöslich 5,13; Wasser und organ. Substanz 0,76. (Liebe.)

Kalkstein des Hauptmuschelkalks von Hasmersheim in Baden: $CaCO_3$ 95,3; $MgCO_3$ 1,2; Al_2O_3 und Fe_2O_3 2,6; SiO_2 0,5; H_2O 0,4. (C. Koch.)

Wellenkalk von Langenfelde bei Worbis: $CaCO_3$ 90,59; $MgCO_3$ 0,68; kiesels. Thonerde 6,16; Al_2O_3 1,47; Fe_2O_3 1,10; H_2O 0,71. (Bornemann.)

Oberer Muschelkalk (Ceratitenkalk): $CaCO_3$ 88,62; $MgCO_3$ 2,09; Al_2O_3 0,82; Fe_2O_3 0,37; K_2O 0,56; Na_2O 0,13; SiO_2 6,49; H_2O 0,22. (Nessler.)

Liaskalk von Moritzberg in Franken: $CaCO_3$ 70,23; $MgCO_3$ 8,65; SiO_2 4,45; Fe_2O_3 0,37; organ. Substanz und H_2O 16,28. (Reinsch.)

Oolithkalkstein von Gloucestershire in England: $CaCO_3$ 95,35; MgO 0,74; $CaSO_4$ 0,20; Al_2O_3 1,42; P_2O_5 0,12; lösliche SiO_2 1,02; Sand 0,53. (Völker.)

Weisser Jurakalk der Gegend von Ulm: $CaCO_3$ 99,25; $MgCO_3$ 0,32; $FeCO_3$ 0,21; H_2O 0,10. (Faist.)

Kreide von Ringsted: $CaCO_3$ 98,99; $MgCO_3$ 0,37; $CaSO_4$ 0,07; P_2O_5 0,04; SiO_2 0,44; Fe_2O_3 0,09.

Eine grosse Anzahl von Kalksteinen verschiedener Formationen untersuchte z. B. v. Bibra (Journ. f. prakt. Chemie XC. 1863. 416). 79 Analysen von devonischen Kalksteinen und Dolomiten Belgiens gibt Firket in Ann. soc. géol. de Belgique XI. 1883/4. 221; solche aus Westphalen von der Marck in Verh. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. 1855. 263; 1859. 1; 1878. 237.

Lichte Farben sind vorherrschend; weiss, graulich, gelblich, röthlich, ins braune und schwärzliche; einfarbig oder mit Flecken, Adern und Streifen. Die Härte beträgt durchschnittlich 3, doch kommen auch zerreibliche Varietäten vor, stets mit dem Messer leicht ritzbar; spec. Gew. = 2,6—2,8, geringer als das des Dolomits; der Kalkstein braust schon als derbe Masse mit HCl und zwar ohne Hülfe von Wärme, und löst sich rasch in der Säure auf, unterscheidet sich auch dadurch von dem Dolomit; beigemengter Thon oder Quarzsand bleibt beim Auflösen in Säure zurück. V. d. L. ist der Kalkstein unschmelzbar; er leuchtet in der Hitze mit mehr oder weniger weisslichem Licht und verliert seine Kohlensäure.

Als Abarten des Kalksteins unterscheidet man je nach der makroskopischen Structurverschiedenheit:

Körniger Kalkstein.

(Marmor, Urkalkstein z. Th., granular limestone, calcaire saccharoide.)

Einkrystallinisch-grobkörniges bis -feinkörniges (zuckerähnliches) Aggregat von unregelmässig begrenzten Kalkspathindividuen, welche meist in ungefähr gleichmässiger Grösse ausgebildet, richtungslos gelagert und fest nach allen Seiten mit einander verwachsen sind; die einzelnen Individuen unterscheiden sich dann an der verschieden laufenden Richtung ihrer rhomboëdrischen Spaltungsflächen. Die feinkörnigen krystallinischen Kalksteine vermitteln den Übergang zu den scheinbar dichten. Selten ist der krystallinische K. lockerkörnig, drusig oder porös. Härte = 3; der frische Bruch ist glänzend oder stark schimmernd. Durchscheinend bis kantendurchscheinend; wohl am meisten lichtdurchlässig ist der parische Marmor; »der beste weisse pentelische Marmor lässt ein Licht nur bei Gesteinsdicken von 15 mm, der beste carrarische nur bis zu 25 mm, der aus der parischen Nymphengrotte aber bis zu 35 mm durchscheinen« (Lepsius); es ist daher viel wahrscheinlicher, dass der letztere Marmor seinen antiken Namen Lychnites (Lampenstein) dieser Eigenschaft verdankt, als dass er, wie Plinius (Hist. nat. XXXVI. Cap. 5) nach Varro berichtet, so von den Lampen (λύχνος) genannt worden sei, bei deren Schein die Blöcke in unter-

irdischen Steinbrüchen gewonnen würden. — Am häufigsten weiss in allen Nuancen: schneeweiss, graulich-, bläulich-, gelblich-, röthlichweiss, doch auch, aber seltener, gelb, roth, blau, selbst schwarz; manchmal erscheinen mehrere Farben oder Farbennuancen neben einander, welche flammige Streifen, Adern, Wolken, Flecken in einander bilden. Die reinen weissen und stark durchscheinenden krystallinischen Kalke liefern den Statuenmarmor (von Carrara in Italien, von Paros, vom Pentelikon und Hymettos in Griechenland; vgl. über diese Marmore Lepsius, Die griechischen Marmore, Anhang zu den Abhandl. der Berliner Akad. 1890).

Der normale körnige Kalk, z. B. der parische und carrarische Marmor zeigt im Dünnschliff u. d. M. ein relativ grosskörniges Mosaik von wasserhell durchsichtigen Calcitindividuen, an denen sich die physikalischen Eigenschaften und die innere Structur deutlich und scharf beobachten lassen. Wie zuerst Oschatz durch Untersuchung von Dünnschliffen des Marmors von Carrara (Z. geol. Ges. VII. 1855. 5) darthat, pflegen die meisten Kalkspathkörner nach einer Fläche von $-\frac{1}{2}R\ \{01\bar{1}2\}$ lamellar polysynthetisch verzwillingt zu sein. In den einzelnen benachbarten Körnern ist der Verlauf der namentlich im pol. Licht als verschiedenfarbige Streifen hervortretenden Zwillingslamellen selbstredend ganz unabhängig von einander. Bei dem weissen Marmor vom Kamenka-Fluss im Altai zählte Stelzner 40 und mehr lamellare Individuen innerhalb eines Kalkspathkörnchens von 0,5 mm grösster Breite. Auch kommt eine doppelte Zwillingsbildung, gleichzeitig nach zwei Flächen von $-\frac{1}{2}R$ vor, wodurch ein rhombisch begrenztes Maschengewebe entsteht. Doch ist in den körnigen Kalksteinen in der Regel immerhin ein grosser Theil der Calcite ungestreift, worauf u. A. Hibsch und Rumler aufmerksam machten (Jahresber. d. Staatsrealsch. zu Pilsen 1880; vgl. auch Dolomit). Dass die Zwillingsbildung auf Druck zurückzuführen ist und Gleitflächencharakter besitzt, wird nicht bezweifelt. Anfangs war Stelzner, und zwar vielleicht nicht mit Unrecht, geneigt, die Ursache in dem gegenseitigen Druck zu sehen, welchen die sich bildenden Krystallkörner auf einander ausübten; jetzt wird darin mehr eine Wirkung des Gebirgsdrucks auf das anstehende Gestein erblickt. — Übrigens wies G. Linck nach, dass die in den Präparaten hervortretende Zwillingsstreifung auch erst durch die bei dem Schleifen ausgeübte mechanische Wirkung entstanden sein kann; eine wellige Biegung ganzer Lamellensysteme scheint allerdings stets auf Gebirgsdruck zurückzuführen zu sein (N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 204).

Während in den ganz normal struirten körnigen Kalken die Calcitindividuen durchgängig ziemlich übereinstimmende Grösse besitzen, verhalten sich andere Varietäten etwas abweichend. Der attische Marmor z. B. besteht aus grösseren, ebenfalls niemals Andeutungen von Krystallcontouren aufweisenden Calcitindividuen (wie sie den parischen lediglich zusammensetzen), und einem dazwischen gelagerten, in grösserer oder geringerer Menge vorhandenen Aggregat jener höchst kleinen, u. d. M. nur matt durchscheinenden, etwas graulich aussehenden Kalkkörnchen, wie sie die dichten Kalksteine vorwiegend zusammensetzen. Dieses

Aggregat häuft sich auch stellenweise zu Flecken oder Strähnen an. Die wolkigen Trübungen dieser Zwischenmasse werden durch winzig kleine fremde, unerkennbare Mineralpartikelchen gebildet, welche auch in jenen grösseren Individuen, indessen in viel geringerer Menge vorhanden sind. Der untere weisse pentelische Marmor hält z. B. durchschnittlich 0,5—1 mm, selten bis zu 2 mm messende Krystallkörner, getrennt durch diese sehr feinkörnige bis dichte, matt durchscheinende milchweisse Aggregatmasse, von der auch die milchige Undurchsichtigkeit dieses Marmors herrührt.

Die schwärzliche oder bläulichgraue Färbung wird in erster Linie von feinvertheiltem Graphit hervorgebracht, kann aber auch wohl von Anthracit bedingt sein, da der beim Lösen mit Säure zurückbleibende feine schwarze Staub, mit dem Löthrohr auf dem Platinblech geglüht, bisweilen mit Leichtigkeit verbrennt. — Die röthlichen Kalkspathkörner des Marmors von Modum in Norwegen erhalten ihre Färbung durch eine grosse Menge zinnoberrother oder dunkelorangerother, scharf begrenzter Nädelchen (bis 0,075 mm lang, 0,003 mm dick), welche, nach den Axenrichtungen des Kalkspaths darin eingewachsen und meist auf die Mitte der Körner beschränkt, vermuthlich dem Goethit angehören (F. Z., N. Jahrb. f. Miner. 1870. 829).

Körniger Kalk a) von Carrara nach Wittstein; b) ebendaher nach Kaeppel; c) von Schlanders in Tirol nach Wittstein; d) von Drehbach bei Thum in Sachsen nach Kersten.

	a	b	c	d
Kohlensaurer Kalk . . .	99,24	98,77	99,01	96,30
Kohlensaure Magnesia .	0,28	0,90	0,52	2,24
Eisenoxydul, Eisenoxyd, Phosphorsäure.	0,25	0,08	0,06 $MnCO_3$	0,40
Kieselsäure	—	0,16	—	0,72
	99,77	99,91	99,59	99,66

Mangan in diffusem Zustand wies Dieulafait in Marmoren von Carrara, Paros, der Pyrenäen auf spectralanalytischem Wege nach, Comptes rendus, Bd. 98. 1884. 598. 634.

Der körnige Kalk ist stellenweise überreich an accessorischen Gemengtheilen, durch deren Gegenwart meist ein dem »porphyrartigen« entfernt ähnliches Gefüge hervorgerufen wird. Gewisse dieser Mineralien besitzen eine auffallende Krümmung der Flächen, eine Abrundung der Ecken und Kanten, eine eigenthümliche Glätte und eine firnissartig-glänzende Beschaffenheit der ganzen Oberfläche, so dass die Krystalle ein Aussehen gewähren, als ob ihre Aussenseite eine Anschmelzung erfahren hätte; doch ist es gänzlich ausgeschlossen, dass eine solche thatsächlich erfolgt sei. Diese accessorischen Mineralien, besonders häufig in der Nähe der angrenzenden Gesteine vorkommend, bilden eine Zierde der Mineraliensammlungen; sie folgen in alphabetischer Reihe:

Albit: Sauerbrunngraben bei Stainz, Steiermark (1—2 cm gross); vgl. auch Dolomit. — Amianth: Straschkau in Mähren; Baltimore. — Apatit: Schelingen am Kaiserstuhl; Skräbböle-Kalkbrüche auf Åhlön (Kirchspiel Pargas) in

Finuland; Achmatowsk im Ural; Amity, Gouverneur, Hammond, Edenville in New-York (manchmal 1 Fuss gross); Attleborough in Pennsylvanien. — Augit: Val Albiole n. vom Tonalepass; Insel Tiree, Hebriden (Funkit); Simonby-Kalkbrüche auf Åhlön (Pargas); Campiglia im Toscanesischen; Marbella in Andalusien; Malagueño, s.ö. von Cordoba in Argentinien; Baikal-See; Carlisle und Boxborough in Massachusetts. — Bergkork: Auerbach an der Bergstrasse; Straschkau in Mähren; Wischkowitz in Böhmen. — Biotit: dazu gehören nach F. Heddle z. B. alle dunklen Glimmer in den schottischen körnigen Kalken. — Bleiglanz: Szaszka nnd Oravicza im Banat; Cabrillac in den Cevennen. — Boltonit: Bolton, Boxborough und Littleton in Massachusetts. — Bronzit: Amity in New-York. — Chondrodit: Stemmas im Fichtelgebirge; Boden bei Marienberg in Sachsen; Eg bei Christiansand in Norwegen; Storgård-Kalkbrüche auf Åhlön (Pargas, Finnland); Åker in Södermanland; Sparta und Newtou in New-Jersey; Warwick, Amity, Rossie, Edenville in New-York. — Cölestin: Troitzkoje im Gouv. Archangel. — Diallag: in den archäischen Kalken des südl. Andalusiens in bis 1 cm grossen Krystallen. — Dysanalyt (vormals zum Perowskit gerechnet): Badloch zwischen Oberbergen und Vogtsburg am Kaiserstuhl. — Epidot: Auerbach; Schwarzenberg in Sachsen; Bitouchow-Helkowitz in Böhmen; Reichenau in Schlesien; Predazzo in Tirol; Col de la Trappe und Pic de Mont-Béas in den Pyrenäen; Szaszka in Ungarn; Gjellebeck in Norwegen; Achmatowsk im Ural; Rossie in New-York; Loudou-Grove in Pennsylvanien. — Eisenkies: Auerbach; Luggau in Österreich; Cunstadt in Mähren; Predazzo; Attleborough in Pennsylvanien. — Flussspath: Wunsiedel im Fichtelgebirge; Glashügel bei Kallich in Böhmen; Szaszka; Skräbböle-Kalkbrüche auf Åhlön; Muscalonge-See in New-York (cubikfussgrosse Krystalle). — Forsterit: Schelinger Klippen am Kaiserstuhl. — Glimmer (Muscovit), ein besonders häufiger Gemengtheil, der durch parallele Lagerung seiner Individuen eine gewisse Schieferung erzeugt und den Übergang zu dem Kalkglimmerschiefer vermittelt (vgl. auch Cipollin): z. B. Boden bei Marienberg und Wünschendorf bei Lengefeld in Sachseu; Barosch bei Grosshorka in Böhmen; Schelingen am Kaiserstuhl im Breisgau; Cantoglia in Piemont; Schweiz und österreichische Alpen; Pargas und Ersby in Finnland. — Grammatit: Auerbach; Aschaffeuburg; Wunsiedel; Luggau in Österreich; Grünstädtel in Sachsen; Straschkau und Rettowitz in Mähren; Haslau und Trpin in Böhmen; Fagaras-Bergkette in der Walachei; Predazzo; Oravicza; Dognacska, Rezbánya, Szaszka im Banat; Col de la Trappe in den Pyrenäen; Shetlandsinsel Unst; Sala und Taberg in Schweden; Rossie; Attleborough in Pennsylvanien. — Granat: Auerbach; Freienwaldau in Schlesien; Fassathal; Rezbánya, Oravicza, Csiklova im Banat; Christiansand in Norwegen; Kulla in Finnland; Gökum in Schweden; Berg Calvi bei Campiglia; Carlisle in Massachusetts; Attleborough; Malagueño bei Cordoba. — Graphit: Auerbach; Wunsiedel; Krems in Österreich; Hellette in den Pyrenäen; Skräbböle-Kalkbrüche auf Åhlön; Rossie und Gouverneur; Sparta in New-Jersey; Baltimore in Maryland; Attleborough. — Hausmannit: Jakobsberg in Wermland

(hier auch Hyalophan). — Hornblende: Eulengebirge in Schlesien; Gegend von Marienberg in Sachsen; Lindbo in Westmanland; Insel Åhlön; Antwerp, Edenville, Amity in New-York (vgl. Strahlstein). — Hypersthen: Warwick. — Kokkolith: Auerbach; Insel Åhlön; Lindbo in Schweden; Gouverneur und Rossie. — Koppit (vormals zum Pyrochlor gerechnet): Schelingen (seltener zu Vogtsburg) im Kaiserstuhl. — Korund: Warwick in New-York; Newton in New-Jersey. — Kupferkies: Auerbach; Szaszka, Oravicza; Storfallsberg in Schweden. — Lasurstein: Sludjanka in Sibirien; kleine Bucharei. — Magneteisen: Schelingen; Boden bei Marienberg; Bogsau in Ungarn. — Magnetkies: Auerbach; Boden; niederösterreichisches Waldviertel. — Magnoferrit: Schelingen und Vogtsburg. — Malakolith: Rittersgrün und Schwarzenberg in Sachsen; Balaphaitrich auf der Hebrideninsel Tiree; Monzoni in Tirol; Malsjö und Sala in Schweden; Carlisle. — Mikrokliuperthit: Sauerbrunngraben bei Stainz. — Molybdänglanz: Lindbo in Westmanland. — Muromontit: Boden bei Marienberg. — Olivin: u. a. im Stubachthal in Salzburg, am Westabhang der Koralpe in Kärnten; Nicolaje-Maximilianow-Grube im Ural. — Orthit: Auerbach (einmal gefunden). — Orthoklas: Malagueño; Attleborough. — Petalit: Bolton und Littleton in Massachusetts. — Phlogopit: Sauerbrunngraben bei Stainz; Wegscheid bei Krumau, Niederösterreich; Åker; St. Philippe bei Markirch im Elsass; Selitschani am Südabhang des Ossa in Thessalien; Insel Åhlön. — Plagioklas: u. a. Geppersdorf bei Strehlen, Schlesien. — Pyrallolith: Insel Åhlön. — Quarz und Bergkrystall oft in grosser Menge: Hermsdorf und Ehrenfriedersdorf in Sachsen; Kallich in Böhmen; Sauerbrunngraben; Auerbach; Carrara; Tunaberg in Schweden; Gouverneur; Malagueño. — Rosellan: Åker und Tunaberg in Schweden. — Rutil: Kingsbridge, Amity, Edenville, Newton in New-York. — Salit: Albrechtsberg u. a. O. im niederösterreichischen Waldviertel. — Schwefel: St. Béat in den Pyrenäen. — Serpentin: manchmal häufig und vielorts, z. B. Isergebirge bei Raspenau; Trebitsch in Mähren; Thiersheim im Fichtelgebirge; Sala und Svardsjö in Schweden; Westhaven und Milford in Connecticut. — Skapolith: Wünschendorf bei Lengefeld in Sachsen; Straschkau; Åker; Simonby-Kalkbrüche auf Åhlön; Rumianca, w. von Ornavasso im Tocethal in Piemont; Amity und Gouverneur; Attleborough; Newton in New-Jersey; Bolton, Chester und Westfield in Massachusetts; Greenville in Canada. — Spinell: Åker in Södermanland (blau); Eg bei Christiansand in Norwegen; Monroe, Warwick und Amity in New-York (grün und schwarz, bis zu 16 Zoll im Durchmesser); Bolton und Littleton in Massachusetts (roth); Franklin und Sterling Hill in New-Jersey; Ekalugsuit und Ungoriarfik an der Westküste Grönlands: Badackscham in der Tatarei. — Strahlstein: Graukopf bei Pressnitz in Böhmen; Rittersgrün, Breitenbrunn, Krottendorf in Sachsen; Straschkau; Rezbánya; Sala; Attleborough. — Talk: recht häufig und den Übergang im Kalktalkschiefer vermittelnd. — Titanit: Sauerbrunngraben bei Stainz, Rumianca in Piemont, Insel Åhlön; Borkhult und Malsjö in Schweden; Gouverneur, Amity, Edenville, Bolton,

Attleborough; Malagueño. — Tremolit: Albrechtsberg in Niederösterreich. — Turmalin: Stainz in Steiermark; Asarlik am Ossa in Thessalien; Gouverneur; Baltimore. — Vesuvian: Schwarzenberg in Sachsen; Auerbach; Deutsch-Tschammendorf bei Strehlen; Monzoni (wachsgelbe, über zollgrosse Krystalle); Oravicza; Hebrideninsel Skye; Gökum in Schweden; Franklin in New-Jersey; Amity, Carlisle. — Wollastonit: Auerbach; Collo di Palombaja auf Elba; Csiklova, Oravicza, Szaszka; Insel Åhlön, Perheniemi, Kulla und Hermala in Finnland; Chesterfield in Massachusetts; Boonville in New-York; Easton und Attleborough in Pennsylvanien; Greenville in Canada; Malagueño. — Zinkblende: Oravicza; Cabrillac in den Cevennen; Stor-Harösgrube in Schweden. — Zirkon: Böhmisch-Eisenberg in Mähren; Sauerbrunngraben; Hammond, Amity und Two-Ponds in New-York. — Zoisit: Sauerbrunngraben; Glen Urquhart in Rossshire.

Vgl. über die accessorischen Gemengtheile im körnigen Kalk von Auerbach: v. Tchihatcheff, Der körn. K. von Auerbach-Hochstädten, Inaug. Dissert. Heidelberg (Darmstadt 1888); über die von Stainz: Hussak in Verh. geol. R.-Anst. 1884. 244; auch N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 242; über die von Geppersdorf u. von Strehlen in Niederschlesien: Schumacher in Z. geol. Ges. XXX. 1878. 485; über die in den Kalken des östl. Böhmens: Helmhacker, Min. Mitth. 1876. 26; über die von Pargas in Finnland: A. Kuhlberg, Archiv f. d. Naturk. Est-, Liv- und Kurlands (1) IV. 115; über die Argentiniens: Stelzner, N. Jahrb. f. Min. 1872. 196 und Min. Mitth. 1873. 231; über die nördl. von Tarascon an beiden Ufern der Ariège (mit Humit, Pargasit, Skapolith, Turmalin, Spinell, Korund, Zirkon, Vesuvian): Lacroix in Comptes rendus CX. 1890. 54.

Als Auflösungsrückstand des körnigen Kalks von Schelingen am Kaiserstuhl fand A. Knop ein Gemenge von Sanidin und Spinell. Auch der scheinbar reinste Marmor von Auerbach kann eine ganze Menge fremder mikroskopischer Mineralien enthalten, Malakolith, Quarzkörner, Pyrit, Magnetit, Titanit, Feldspath, Muscovit oder Talk (v. Tchihatcheff). Vogt erhielt aus dem durch organische Substanz intensiv roth gefärbten Marmor des Fauske-Districts in Nordland: Quarz, Biotit, grünen Fuchsit mit dem hohen Gehalt von 4,63 % an Cr_2O_3, Rutil und Eisenglanz in gesetzlicher primärer Verwachsung. Sollas und Cole sprechen die Vermuthung aus, dass gewisse der accessorischen Gemengtheile (z. B. gerundete Angite, Olivine, Feldspathe) in jetzt krystallinisch erscheinenden Kalken ursprünglich fragmentare, vielleicht vulkanischen Sanden angehörige Beimengungen in Korallensanden dargestellt haben, welche letztere später krystallinisch umgewandelt seien (Sc. Proc. r. Dublin soc. 20. Mai 1891).

In Nestern, Adern und Trümern kommen vor innerhalb des körnigen Kalks: Kalkspath, Aragonit, Braunspath, Serpentin, Asbest. In Drusenräumen finden sich: Kalkspath, Bitterspath (Auerbach, Kallich in Böhmen, Wildenan und Berggiesshübel in Sachsen); Quarz; Apophyllit (Auerbach, Oravicza im Banat). In seltenen Fällen hat man Bruchstücke fremder Gesteine im körnigen Kalk beobachtet.

Eigenthümliche abgeplattete Kugeln beschrieb Delesse in dem dem Gneiss

eingelagerten körnigen Kalkstein von St. Philippe in den Vogesen. Die äussere Zone besteht aus strahlig-blätterigem Glimmer, darunter folgt dichter Pyrosklerit, welcher nach dem Inneren der Kugel zu krystallinisch wird und kleine Hornblendenadeln umschliesst. Der innerste Kern wird aus Orthoklas gebildet, untermengt mit grösseren Krystallen von Hornblende, bisweilen auch von Titanit. Der Pyrosklerit ist wahrscheinlich durch Umwandlung aus dem Feldspath hervorgegangen (Ann. des mines 1851. (4) XX. 141). Über sehr merkwürdige Ellipsoide von Pyroxengneiss mit Skapolith, umschlossen von körnigem Kalk, berichtete Lacroix aus Ostindien (Comptes rendus CVIII. 1889. 373). — Der körnige Kalk von Auerbach an der Bergstrasse enthält häufig harte, schwere Knauer, sog. Eisknöpfe, von unregelmässiger Gestalt und faust- bis kopfgross, doch auch bis über einen Kubikmeter anwachsend; es sind Silicataggregate, meist von gleichmässiger und richtungsloser, makroskopisch kaum erkennbarer Mengung, welche nach v. Tchihatcheff drei Typen bilden: a) granatfelsartige Concretionen, vorwiegend mit Granat und farblosem Pyroxen, auch wohl mit Wollastonit, Feldspath, Epidot, mit oder ohne Quarz; b) malakolithfelsartige Concretionen, mit hellgefärbtem Pyroxen, zweierlei Feldspath, accessorisch Hornblende, Titanit, mit oder ohne Glimmer; c) Concretionen vom Habitus der Feldspathgesteine mit vorwiegendem Orthoklas, Plagioklas und Glimmer mit vielen wechselnden Accessorien wie Pyroxen, Titanit, Hornblende, Granat, Quarz, Serpentin. In allen diesen Concretionen kommen auch Apatit, Magnetit, Eisenoxyd, Eisenkies, Arsenkies, Magnetkies, Zirkon vor.

Indem gewisse der makroskopischen accessorischen Gemengtheile und Bestandtheile manchmal in besonders grosser Häufigkeit oder charakteristischer Constanz in dem körnigen Kalk vertreten sind, wurden einige solcher Mengungsvarietäten mit eigenen Namen belegt:

Cipollin (von cipolla, ital. Zwiebel) hat man den an Glimmer und Talk reichen körnigen Kalk genannt, der dadurch bisweilen eine gewisse Schieferigkeit erlangt und sich dem Kalkglimmerschiefer nähert; auch sind die Schuppen wohl in krummen Lagen angeordnet, welche mit den Häuten einer Zwiebel verglichen werden (Zaunhaus bei Altenberg im Erzgebirge; Salzburger Alpen; Ruskitza im Banat; Cagliano in Piemont; Fenouillet bei Hyères; Pentelikongebirge in Griechenland). In den Cipollinen des algierischen Küstenstrichs (Sahel) wies A. Delage auch Quarz, Feldspath, Amphibol, Rutil, Epidot nach; er hebt hervor, dass der Mineralgehalt in diesen Cipollinen allemal übereinstimme mit der petrographischen Natur derjenigen krystallinischen Schiefer, innerhalb deren sie lagern.

Ophicalcit Brongniart's ist ein kleinkörniger, mit Nestern, Flecken, Adern und Körnern von edlem Serpentin (Ophit) durchmengter Kalkstein; bei den Archaeologen bildet diese Varietät einen Theil des sog. Verde Antico. Die Serpentinkörner sind, wie das Mikroskop an sehr vielen Stellen nachweist, augenscheinlich auch hier häufig aus Olivin hervorgegangen, indem sie innerhalb eines vielverzweigten Geflechts von serpentinischen Adern noch frische kleine Olivin-

kernchen enthalten (F. Z. im N. Jahrb. f. Min. 1870. 828). Übrigens ist es nicht zweifelhaft, dass die Serpentinkörnchen von Ophicalciten anderswo aus eisen- und thonerdearmen Pyroxenarten gebildet sein können, und Sandberger macht (N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 90) namhaft, wo der Ophit aus Grammatit entstand, Reste davon einschliesst und Pseudomorphosen darnach bildet; vgl. auch G. P. Merrill in Am. journ. of sc. Bd. 37. 1889. 189.

Zu den Ophicalciten gehören auch die Vorkommnisse, in welchen die Serpentinkörnchen jene eigenthümliche schwarmähnlich-zonare Gruppirung besitzen, welche unter Berücksichtigung anderer Structurverhältnisse Veranlassung zu der Meinung war, dass hier die Überreste einer riesigen Foraminifere, Eozoon genannt, vorliegen. Nachdem mehr als zehn Jahre hindurch für und wider die organische Natur dieser Gebilde lebhaft gestritten worden war, hat Karl Möbius 1878 wohl endgültig den unorganischen Charakter derselben erwiesen. Später hat G. F. Matthew noch einmal an der organischen Herkunft festhalten zu sollen geglaubt. — Aus den cambrischen Marmoren der Gegend von Lanmeur im Finistère beschrieb Barrois eozoonähnliche Bildungen, welche hier durch Epidot veranlasst wurden (Ann. soc. géol. du Nord XV. 1888. 238). Im Kalkstein von Thurman, Warren Co. in New-York, liegen z. Th. serpentinisirte Körner von weissem Augit derart, dass auch hier Gebilde erscheinen die wie ausgefüllte Kammern von »Eozoon« aussehen (G. P. Merrill, Am. journ. sc. Bd. 37. 1889. 189). Johnston-Lavis erkannte ausgezeichnete Eozoon-Structur in Auswurfsblöcken des Monte Somma (Qu. journ. geol. soc. XLIX. 1893, Proc. 149).

Über das sog. Eozoon vgl.:

Logan, erste Auffindung desselben im Kalkstein des laurentischen Gneisses in Canada, 1863; Canadian Naturalist IV. 300; Géologie de Canada, Montreal, 1863. 49.

J. W. Dawson u. Carpenter, für die organ. Nat. desselben, Q. journ. geol. soc. XXI. 1865. 51.

W. H. Bailey, gegen dieselbe, Geol. magazine II. 1865. 388.

Harkness, ebenfalls, Rep. of the 35. meeting of the british association at Birmingham 1865. 59.

King und Rowney, umfassender Nachweis der unorgan. N., Q. journ. geol. soc. XXII. 1866. 185.

Carpenter, Gegenbemerkungen dazu, ebendas. 219.

Gümbel, sog. Eozoon im Kalk des bayerischen Waldes und ähnliche Gebilde im Kalk von Boden bei Marienberg und von Tunaberg; für die organische Abkunft; Sitzgsber. Münchener Akad. 1866. 1 (20. Dec. 1865).

v. Hochstetter, E. im Kalk von Krumau in Böhmen, Sitzgsber. Wiener Akad. LIII. 4. Jan. 1866.

A. Fritsch, E. im Kalk von Raspenau, s.ö. von Friedland, Böhmen, N. Jahrb. f. Min. 1866. 353.

Pusirewsky, E. im Kalk von Hopunwara bei Pitkäranda, Finnland, Bull. de l'acad. de St.-Pétersbourg. VII. 16/28. Nov. 1865.

Gümbel, Eozoonkalkstein aus Södermanland u. Nerike in Schweden, N. Jahrb. f. Min. 1869. 551; diese letzteren vier für den organ. Ursprung.

Dawson und Carpenter, neue Angaben zu Gunsten der org. Natur, Q. journ. geol. soc. XXIII. 1867. 257.

King und Rowney, ausführliche Widerlegung der organ. Natur, Proceedings of the r. irish acad. 12. Juli 1869.

L. S. Burbank und J. B. Perry, mit Gründen gegen die org. Nat., Proceedings of the Boston soc. XIV. 1871. 190.

Max Schultze zu Gunsten der organ. Natur, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1873. 164.
Otto Hahn, dagegen, Württemberg. Naturwiss. Jahreshefte 1876.
Gümbel, Erwiderung auf letztere Schrift, Regensburger Correspondenzblatt 1876; auch Carpenter in Ann. a. mag. of. nat. hist. 1876. 402.
Otto Hahn, abermals gegen die organ. Natur, Württemberg. Naturw. Jahresh. 1878.
Karl Möbius, Palaeontographica, Bd. XXV, oder 3. Folge I. Bd. S. 175.
G. F. Matthew, Natural history of New-Brunswick, Bulletin Nr. IX. 1891. 36. 42.

Als Calciphyr bezeichnete Brongniart diejenigen körnigen Kalke, welche durch Beimengung von Granat, Vesuvian, Augit u. s. w. ein auffallend porphyrähnliches Aussehen gewinnen.

Hislopit nannte Samuel Haughton einen durch Beimengung von Glaukonit grün gefärbten körnigen K. von Takli in Ostindien; zieht man mit Säuren das Kalkcarbonat aus, so bleibt ein grünes glaukonitisches Skelett zurück von der Zusammensetzung: SiO_2 54,59; Al_2O_3 4,74; FeO 22,84; CaO 0,94; MgO 4,90; H_2O und Glühverlust 11,99. Das spec. Gew. des Gesteins ist 2,645 (vgl. Haughton, Philos. magaz. XVII. 1859. 66 und Delesse, Ann. des mines (5) XX. 1861. 435).

Weitere Mengungsvarietäten sind: der Graphitkalkschiefer, durch feinvertheilten Graphit schwärzlich oder blaugrau gefärbt und in Kalkgraphitschiefer übergehend, weit verbreitet; der durch Diopsidgehalt grünliche, splitterig brechende und streifige Kalkdiopsidschiefer, richtiger Diopsidkalkschiefer von Deutsch-Tschammendorf in Schlesien, welcher u. d. M. ausser vorwaltendem Kalkspath, Diopsid und Titanit auch Quarz und Orthoklas, spärlich Plagioklas, Hornblende, Glimmer, Vesuvian enthält (Schumacher, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 498); der Pistacitkalkschiefer von Bitouchow-Helkowitz in Böhmen, viel grünen Pistacit, auch Glimmer führend, daneben Albit, Quarz, Eisenglanz, Magneteisen, Eisenkies (Porth, Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 703).

Predazzit und Pencatit, zwei Gesteinsarten aus der Gegend von Predazzo in Tirol, der erstere in seinem äusseren Ansehen einem weissen krystallinisch-körnigen Marmor gleichend, der letztere dunkelgrau gestreift, galten früher für selbständige Mineralien (Predazzit mit der Formel $2CaCO_3 + H_2MgO_2$, Pencatit $CaCO_3 + H_2MgO_2$). Nachdem Damour vermuthet, dass hier Gemenge von Calcit und Brucit vorliegen, schien diese Ansicht sowohl durch die mikroskopischen Untersuchungen von Hauenschild, nach welchen eine variable Menge von Brucit in Gestalt von meist kleinen Schuppen zugegen sei (Sitzgsber. Wien. Akad. LX. 1869. 1), als durch die Versuche von Lemberg (vgl. I. 124) Bestätigung zu erfahren. Darauf hat indessen O. Leneček gezeigt, dass neben dem Calcit nicht Brucit in Schuppen, sondern vielmehr zumeist Hydromagnesit vorhanden ist, welcher, als sehr feines, oft concentrisches Gewebe von sehr schwach doppeltbrechenden Fasern und Nadeln, Pseudomorphosen nach den Oktaëderformen von ursprünglich beigemengt gewesenem Periklas darstellt, auch neben Serpentinbändern alle Hohlräume und Spalten des Gesteins ausfüllt. (Die I. 124 angegebene Reaction ist nicht eine solche auf Brucit, sondern auf die nach der Entwässerung zurückgebliebene reine MgO.) Die dunklere Färbung

des Pencatits wird durch einen Gehalt an feinem Magnetkies hervorgebracht, welcher auch wohl in den lichteren Varietäten als Kern der ehemaligen Periklasoktaëder erscheint (Min. u. petr. Mitth. XII. 1891. 429).

Eine Schichtung ist am körnigen K. bisweilen in deutlicher Weise wahrzunehmen, sehr häufig dagegen ist keine Schichtung zu beobachten. Zerklüftung ist eine recht oft sich darbietende Erscheinung; sie bringt meistens unregelmässige Polyëder hervor. Der körnige K. zeigt Übergänge in Kalkglimmerschiefer, in Hornblendeschiefer und besonders in dichten K., aus dessen Umwandlung er meist hervorgegangen ist.

Der körnige Kalk tritt am vorwaltendsten als untergeordnete Einlagerung in krystallinischen Schiefergebirgen auf, Lager, Linsen und sog. Stöcke in denselben bildend, welche vielfach unregelmässige Gestalt besitzen. Ausserdem gibt es aber auch körnige Kalke, welche petrographisch von diesen archäischen nicht zu unterscheiden sind und jüngeren fossilführenden Sedimentärformationen angehören.

Im Gneiss sind zahlreiche Lager und Stöcke von körnigem Kalkstein meist in ganz regelmässiger Weise eingelagert. Dazu gehören die mineralreichen Kalklinsen von Auerbach an der Bergstrasse im Hornblendegneiss (Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 158; Harres, Notizbl. d. Ver. f. Erdk. zu Darmstadt, 1881, Nr. 13 und 15; nach v. Tchihatcheff lagern die Kalkmassen nicht concordant im Gneiss); die ebenfalls in dieser Hinsicht ausgezeichneten Kalksteinstöcke von Boden bei Marienberg und von Wünschendorf bei Lengefeld in Sachsen; die von Serpentin begleiteten Nester von körnigem K. von der Höhgasse bei Brotterode am Thüringer Wald; das 9—10 Meilen lange und stellenweise mehrere tausend Fuss mächtige Kalksteinlager, welches sich in Österreich ob dem Manhartsberge aus Mähren über Drossendorf und Brunn bis nach Elsenreit und Pögstall hinzieht, eines der längsten solcher Kalksteinlager, welche man kennt. Ferner die K.e von Obernzell unterhalb Passau (Ophicalcit), die des Pilsener Kreises in Böhmen (von Raby bis Dobřin, Nezditz, Ckyn, an letzterem Orte mit Pseudophit, der aus Feldspath entstanden ist), von Straschkau n.ö. von Gross-Meseritsch in Mähren, vom Sauerbrunngraben bei Stainz in Steiermark, wo die accessorischen Mineralien sich auch im Gneiss, sowie in dessen anderen accessorischen Einlagerungen finden, von St. Philippe bei Markirch im Elsass (Delesse, Bull. soc. géol. (2) IX. 1852. 140; Groth, Abhandl. z. Specialk. von Elsass-Lothringen, 1877. I. 453), von Montoir (la Pâquelais) im Dép. Loire-Inférieure (Lory, Bull. soc. géol. (2) XVII. 1860. 20). Skandinavien ist sehr reich an Kalkeinlagerungen im Gneiss; ausgezeichnet durch ihre Mineraleinsprengungen sind die K.e von Åker und Tunaberg in Södermanland, von Gökum in Upland, von Sala und Lindbo in Westmanland, von Malsjö und Gulsjö in Wermland (alle im schwedischen Gneiss), von Eg bei Christiansand in Norwegen, der Insel Åhlön (Kirchspiel Pargas) im finnischen Meerbusen, mit den Fundorten Storgård, Skräbböle, Ersby, Simonsby. Im norwegischen Gneiss findet sich n. von Trondhjem der über 2 Quadratmeilen ausgedehnte mächtige Kalkstock von Bejern, der selbst Stöcke von Granit umschliesst. Nach Axel Erdmann enthält das im Gneiss von Quarsebo aufsetzende Kalksteinlager isolirte grosse Blöcke von sehr grobkörnigem Granit. In dem hornblendeführenden Gneiss von Christiansand in Norwegen liegen nach Scheerer acht sehr kleine nierenförmige, scharf abgesonderte Kalksteinstöcke, die zuweilen gangähnlich in das Nebengestein eingreifen, und an ihren Grenzen gegen dasselbe eine an Granat und Vesuvian sehr reiche Zone besitzen. In den laurentischen hornblendeführenden Fundamentalgneissen längs der Westküste des n. Schottlands lagern z. B. am Loch

Maree schneeweisse zuckerkörnige K.e, desgleichen in den hierhergehörigen krystallinischen Schiefern der Hebrideninsel Tiree, welche schon Macculloch kannte (Descr. of the western Islands. I. 48); hier führt der fleischfarbige K. dunkelgrünen Augit, spärlich Titanit, Skapolith, Talk, sowie eine rothfärbende Substanz (Heddle, Trans. r. soc. Edinb. XXVIII. 1878. 459). Scipio Breislak beschrieb ein Kalksteinlager aus dem Gneiss des Gebirges von Crevola s. vom Simplon. In den nordamerikanischen Gneissen sind die Kalksteineinlagerungen eine sehr häufige Erscheinung: Lawrence-County und Orange-County im Staat New-York, Carlisle, Boxborough, Chelmsford, Bolton n. s. w. im Staat Massachusetts, Parsonsfield in Maine, Newton in New-Jersey. Manche der körnigen K.e aus dem Gneiss von Massachusetts entwickeln nach Hitchcock beim Schlagen mit dem Hammer einen höchst unangenehmen Geruch, der ohne Zweifel von beigemengtem Bitumen herrührt. Auch die mineralreichen Kalke von Malagueño in Argentinien lagern im Gneiss und dessen Hornblendeschiefern (Stelzner, Beitr. z. Geologie d. argent. Republik. 1885. 8).

Im Gebiete des Glimmerschiefers, Chlorit- und Talkschiefers, Phyllits. Auch die diesen Gesteinen untergeordneten körnigen K.e erscheinen in der Form von Lagern und Stöcken; erstere besitzen meist eine vorwaltende, oft bedeutende Ausdehnung in die Länge. Die Lager oder Stöcke sind selten vereinzelt, häufiger zu Zügen hintereinander oder zu Gruppen nebeneinander gereiht. In den erzgebirgischen Glimmerschiefern sind z. B. eingelagert die Kalkmassen von Oberscheibe (Sect. Elterlein), von Berbersdorf bis Kaltofen (Sect. Waldheim); von Zaunhaus bei Altenberg (Cotta, Z. geol. Ges. IV. 1852. 49), Heidelbach (Sect. Marienberg). Am südlichen Abhang des Fichtelgebirges erstreckt sich westlich von Wunsiedel über Thiersheim bis nach Hohenberg ein fast vier Meilen langer Zug von Kalksteinlagern, vorwiegend an Phyllit gebunden und mit Dolomit vergesellschaftet; am Hangenden dieser Kalksteinlager findet sich meistens Brauneisenstein abgelagert (dieselbe Vergesellschaftung mit Brauneisenstein ist auch von vielen anderen Kalksteinlagern bekannt, z. B. den im Phyllit eingeschlossenen sächsischen von Auerswalde, Burkhardswalde, Schmiedewalde, Soppen, Kottewitz, Helbigsdorf; diese mit eigenthümlicher Constanz den K. begleitenden Brauneisensteinlagerstätten sind wahrscheinlich aus einer Umwandlung von Eisenspath hervorgegangen, wie denn auch die Brauneisensteinstöcke, welche mit den im Glimmerschiefer liegenden K.en von Lölling unweit Hüttenberg in Kärnten verbunden sind, in der Tiefe aus Eisenspath bestehen). In den Hornblendeschiefern des ostbayerischen Grenzgebirges lagern K.e bei Burggrub unfern Erbendorf (mit Epidot und Hornblende), sowie bei Tretting unfern Furth (mit Tremolit, Epidot und Hornblende). Die K.e von Joachimsthal in Böhmen mit fast farblosen Granaten liegen im skapolithhaltigen Glimmerschiefer (Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1887. I. 97). Die Sudeten sind sehr reich an Kalklagern, ebenfalls das Riesengebirge: Hermsdorf an der böhmischen Grenze; Reichenstein bei Vollmersdorf; Arnsberger Pass im Riesengebirge; in der Grafschaft Glatz am Schneeberg, Martinsberg; im Gesenke zwischen Friedberg und Freienwaldau. — Savoyen am Mont Cenis, Schweiz am Splügen u. a. O., Tirol, namentlich schön an der Innenwand im Laaser Thal bei Schlanders, wo der Marmor mit dem parischen der Alten vergleichbar ist (vgl. dar. Hafner, Verh. geol. R.-Anst. 1870. 207; Stache und v. John, Jahrb. geol. R.-Anst. XXVII. 1877. 174). Schottland am Loch Laggan, wo zufolge Macculloch ein ausgedehntes Kalksteinlager durch allmähliche Aufnahme von Hornblende in Hornblendeschiefer übergeht. Die weiteste Verbreitung haben diese K.e in Nordamerika auf dem n.w. Abfall der Alleghanies, wo sich von Alabama bis nach Canada im krystallinischen Schiefergebirge eine fast ununterbrochene Kalksteinlagerkette hinzieht (Amer. journ. of sc. XLI. 1841. 240).

Unter den bisweilen ausgezeichnet körnigen Kalken, welche geologisch

Glieder von fossilführenden Sedimentformationen darstellen, sind zu nennen: Die berühmten italienischen Statuenmarmore der Apuanischen Alpen, von Carrara, der Gegend von Campiglia, welche man ursprünglich als zu den Urschiefern gehörig erachtete, dann dem Carbon, dem Lias oder der Kreide zurechnete; zufolge Lotti und Zaccagna sind sie aber gemäss der Lagerung und den freilich noch spärlich bekannten Fossilresten zur Trias zu stellen; ein im Marmor entdeckter Psiloceras gehört nach v. Mojsisovics der oberen Trias an; Turbo solitarius und Gyroporellen liegen in weisslichen Dolomiten und halbkrystallinischen K.en, die dem südtiroler Hauptdolomit völlig gleichen. Als Hangendes erscheinen noch K.e des Infralias (Rhät) und darüber Lias; das Liegende wird aus Schichten gebildet, die als umgewandelte paläozoische gelten. — Die oft sehr deutlich körnigen Marmorlager, welche längs der ganzen Nordgrenze der Centralmasse des Finsteraarhorns auftreten, z. B. am Dossenhorn, Gstellihorn, im Roththal an der Jungfrau gehören nach Escher v. d. Linth, B. Studer und Baltzer zur oberen Juraformation (vgl. z. B. Baltzer, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 211; über den merkwürdigen Verband mit Gneiss s. Bd. III. 235). — Der zuckerkörnige Marmor von St. Béat in den Pyrenäen, früher zum Carbon gesetzt, ist nach Caralp zum Jura zu zählen; im Neste-Thal wird er unterteuft von Keuper, Buntsandstein, rothen Conglomeraten, carbonischen Sandsteinen und Schiefern, während er selbst bei Beyrède in einer Falte fossilführenden Liasschiefer einschliesst; darnach muss er den untersten Liasschichten zugerechnet werden (Comptes rendus CXIV. 1892. 784). — Die altberühmten Marmore von Attika, der der Akropolis von Athen, des Lykabettos, der grobkörnige des Hymettos und der feinkörnige des Pentelikon gehören, wie schon 1846 Sauvage geltend zu machen versuchte, dann von Neumayr (Denkschr. Wien. Akad. XL. 1880) dargethan und später von Nasse bestätigt wurde, zur Kreideformation; vgl. über diese Vorkommnisse noch Neumayr, Z. geol. Ges. XXIX. 1877. 631 und XXXIII. 1881. 454, auch Verh. geol. R.-Anst. 1875. 69, N. Jahrb. f. Min. 1885. I. 151; Bücking, Z. geol. Ges. XXIII. 1881. 118 und Sitzgsber. Berl. Akad. 1884. 935; Nasse, Z. geol. Ges. XXXIV. 151; G. vom Rath, Sitzgsber. niederrh. Ges. zu Bonn 1887. 78. Lepsius (Geologie v. Attika, Berlin 1893) hält nur die oberen Marmore für cretaceisch, die unteren, durch die sog. Kesariani-Glimmerschiefer getrennten für azoisch (vgl. III. 422). — Nach Quenstedt tritt auch im weissen Jura Schwabens manchmal echt körniger K. auf. Ferner sind die Hippuritenk.e vom Untersberg, die entsprechenden südfranzösischen von Angoulême, Perigueux, Cognac, die dem unteren Gault angehörenden Crinoidenk.e im Dép. der Isère manchmal von sehr makrokrystallinischem Charakter.

Eine weitere, geologisch abweichende Kategorie von Vorkommnissen bilden diejenigen, in welchen sich der körnige Kalk als ein Product des Contactmetamorphismus erweist, hervorgegangen aus dichten Kalksteinen der Sedimentformationen in der Berührung mit einem durchbrechenden Eruptivgestein. Fälle dieser Art sind schon früher erwähnt, im Contact mit Granit II. 113, Quarzporphyr II. 197, Syenit II. 317, Elaeolithsyenit II. 422, Diorit,

Tonalit II. 529, Diabas II. 715, Basalten und Trachyten III. 105. 118. — Dass es sich bei der grossen Scholle von krystallinischem K. im Kaiserstuhl bei Schelingen und Vogtsburg um einen riesigen veränderten Kalkeinschluss handelt, welcher ursprünglich wohl allseitig von dem eruptiven Material umgeben war und auch von unzähligen Eruptivgängen durchsetzt wird, ist noch neuerdings durch Graeff vertheidigt worden, gegenüber der anderen Ansicht, dass hier ein primärer Absatz von kohlensaurem Kalk vorliegt (Mitth. gr. bad. geol. L.-Anst. II. 1892. 471).

In früheren Zeiten wurden gewisse Vorkommnisse von körnigem Kalk in die Reihe der Eruptivgesteine gestellt, diejenigen nämlich, welche abnorme Verbandverhältnisse, durchgreifende Lagerung gegen das Nebengestein, gangartiges Auftreten zu besitzen oder Bruchstücke fremder Gesteine zu führen schienen. Ein Theil dieser Auffassungen hat inzwischen in anderer Weise seine Erklärung gefunden. Das Kalkvorkommen von Miltitz bei Meissen, welches nach v. Cotta (N. Jahrb. f. Min. 1834. 331) Fragmente von Granit, Porphyr, Hornblendeschiefer umschliessen und eruptiv sein sollte, ist ein in die Contactwirkung des Syenits hineingezogenes Kalklager des Silurs, vergesellschaftet gewesen mit Diabastuffen, welche bei dieser Veränderung zu Strahlstein- und Anthophyllitschiefern geworden sind (Sauer, Sect. Meissen 1889. 46; auch Naumann bemerkte schon 1845, dass die Nähe des Syenits an eine contactmetamorphe Beeinflussung denken lasse). Nach Naumann treibt das auf der Grube Fester Schlägel bei Raschau unweit Schwarzenberg i. S. abgebaute Kalksteinlager unregelmässige Verzweigungen in den einschliessenden Glimmerschiefer hinein und enthält eckige Bruchstücke desselben (Schalch erwähnt Sect. Schwarzenberg, 1884. 30 nichts von diesen Erscheinungen). — Bei dem ebenfalls hierher gerechneten vielbesprochenen körnigen K. von Auerbach a. d. Bergstrasse ist allerdings die Lagerung nicht mit dem umgebenden Gneiss concordant, indem zwar das Streichen der Kalkmasse dasselbe oder ein ähnliches ist, das Einfallen aber völlig abweicht, da die Gneisse ca. 50° nach SW. fallen, der K. indess so gut wie senkrecht steht, hier also eine Differenz von ca. 40° vorliegt; auch ist der Contact der beiden Gesteine ein scharfer und v. Tchihatcheff entscheidet sich weder für noch auch bestimmt gegen die gangartige Natur des K., welcher von C. v. Leonhard 1833 für eruptiv gehalten wurde. — Im Granit der Cevennen kommen nach Emilien Dumas mehrere stockförmig niedersetzende Massen von weissem körnigem K. vor, welche er als Gänge auffasst; sie finden sich in der Gegend von Cabrillac und Le Vigan (Bull. soc. géol. (2) III. 1846. 573). — G. vom Rath beobachtete auf Elba, dass da, wo Granitgänge den K. durchsetzen, die gegenseitige Einfügung der beiden Gesteine an mehreren Stellen des Grenzverlaufs eine so eigenthümliche ist, dass man, wenn die übrigen Theile der Entblössung verdeckt wären, gangartige Ausläufer umgekehrt von Marmor in Granit zu sehen wähnen könnte (Z. geol. Ges. XXII. 1870. 617. 619). — Delage berichtete noch 1888 (in seiner Géologie du Sahel d'Alger, Montpellier 152) von einem eruptiven Kalksteingang, welcher die schwarzen thonigen Mergel der Kreide bei Arba in Algier durchsetze; der Kalkstein ist bald zuckerkörnig, bald späthig, bald porös und tuffähnlich und enthält schöne hellgrüne Turmaline, langausgezogene merkwürdige Quarzkrystalle ohne Pyramidenflächen und in der Mitte hohl, Anhydritkörner, Talkblättchen, Eisenkies. — Wenn Emmons in seiner Beschreibung des Staats New-York (1838) die im »Granit« auftretenden sog. Gänge und Lager von K., welche in überlagernde Gesteine gangartig eingreifen und Bruchstücke einschliessen, für eruptive und pyrogene Massen hielt, so ist die beschriebene Erscheinung nach Frank D. Adams so zu deuten, dass K.e in Risse des begleitenden Gneisses hineingepresst wurden (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII.

1893. 429). Zufolge Clarke setzt im grobkörnigen Syenitgranit am Wollondilly in Argyle Co., New-South-Wales, ein ca. 45 m mächtiger Marmorgang auf (Qu. journ. geol. soc. I. 1845. 342).

Anthrakonit benannte v. Moll durch eine Beimengung von Kohlenstoff schwarzgefärbte Kalksteine, die alle Stufen der Korngrösse vom späthig-grobkörnigen bis zum krystallinisch-dichten durchlaufen. V. d. L. brennt sich der Anthrakonit weiss, indem der bis $1\frac{1}{2}\%$ betragende Kohlenstoff ausgetrieben wird. Die Beimengung von Bitumen veranlasst oft einen Gestank beim Reiben oder Schlagen. Der Anthrakonit bildet selten ausgedehnte selbständige Ablagerungen, gewöhnlich nur grosse rundliche Nieren, Nester und Adern in anderen Gesteinsmassen. In den skandinavischen Alaunschiefern (Andrarum, Garphytta, Christiania) sind solche Kalksteine sehr verbreitet, oft nach aussen körnig-schuppig oder späthig, im Inneren dicht, nicht selten zerklüftet oder Krystalle von Eisenkies, Zinkblende, Schwerspath, Bergkrystall umschliessend; häufig auch sind sie fossilhaltig. Im Russbachthal im Salzkammergut haben manche Anthrakonitnieren eine radial-stengelige Zusammensetzung, man nannte diese früher wegen ihrer Ähnlichkeit mit Korallen Madreporsteine. Gegend von Namur in Belgien, in den Pyrenäen.

In einem sehr grobkörnigen lichtbläulichgrauen Marmor von Cintra in Portugal, welcher beim Reiben oder Schlagen einen ziemlich starken Geruch nach Schwefelwasserstoff entwickelt, konnte C. Laar thatsächlich frei werdenden Schwefelwasserstoff nachweisen; doch glaubt er, dass derselbe nicht als solcher in dem Marmor zugegen ist, sondern vielmehr aus etwa vorhandenem Schwefelcalcium entstehe, welches letztere ein durch den Kohlegehalt vermitteltes Reductionsproduct aus Kalksulfat sein könne (Sitzgsber. niederrhein. Ges. 19. Juni 1882).

Kalksinter, ein Kalkstein von körniger (bisweilen sehr grobkörniger) oder faseriger Zusammensetzung, weisslich und gelblich mit gestreifter und wellenförmiger Farbenzeichnung, erscheint in der Form von Stalaktiten, Stalagmiten in den Höhlungen der Kalksteingebirge und von plattenförmigen und krustenförmigen oberflächlichen Massen. Nicht immer wird er von Kalkspath gebildet, sondern oft auch von Aragonit, z. B. in der berühmten Höhle von Antiparos (vgl. v. Kobell, N. Jahrb. f. Min. 1835. 256; Fiedler ebendas. 1848. 422. 814), bei dem Sprudelstein von Karlsbad. Einen grossen Einfluss auf die Bildung von Kalksinterkrusten übt die Algenvegetation aus; die Algen zersetzen den im Wasser enthaltenen doppelt-kohlensauren Kalk, entziehen demselben den Theil der Kohlensäure, durch welchen er allein gelöst ist und veranlassen so eine allmähliche Ausscheidung des Kalkcarbonats in kleinen zierlichen, meist zwillingsförmig verwachsenen Aragonitkryställchen, die sich zwischen den Algenfäden zu Drusen, später zu feinem Sande anhäufen. Indem die Kalkkörnchen unter einander zusammenwachsen, verwandelt sich ihre Masse endlich in ein festes feinkörniges Gestein. Durch HCl vermag man häufig die Algenfäden noch in solchen Schichten als Rückstand nachzuweisen, die für das blosse Auge als rein unorganische Bildung erscheinen. Cohn hat solche Beobachtungen an dem Sinter der Karlsbader

Quellen angestellt (Abh. der schles. Ges. für vaterl. Cultur 1862. II. 35), Ludwig und Theobald hatten an dem Nauheimer Sprudel dieselben Vorgänge beobachtet (Poggend. Ann. LXXXVII. 91). Doch ist es keinem Zweifel unterworfen, dass sich Kalksinter auch ohne Vermittelung der Vegetation absetzen kann, sei es, dass die Kohlensäure durch Erhitzen ausgetrieben wird (wie bei der Bildung des Dampfmaschinen-Kesselsteins), sei es, dass das kalkcarbonathaltende Wasser allmählich tropfenweise verdunstet (wie bei den Stalaktiten der Tropfsteinhöhlen) oder endlich, dass die Kohlensäure durch atmosphärische Luft verdrängt wird (vgl. Bischof, Chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. I. 99).

Dichter Kalkstein.

(Compact oder common limestone, calcaire compacte.)

Die einzelnen Kalkspaththeilchen sind so klein, dass das Gestein dem unbewaffneten Auge dicht erscheint. Der Bruch ist feinerdig oder splitterig, im Grossen flachmuschelig, matt oder wenig schimmernd. Manche Kalksteine sind zellig, manche fein-porös, wie von zahllosen Nadelstichen durchbohrt, welches auf verschiedenen Ursachen beruhen kann, wie auf ursprünglicher Bildung, auf Verwitterung von Oolithen, auf Herauslösung von Schwammnadeln. In den Farben findet eine überaus grosse Verschiedenheit statt: hellere Farben sind vorherrschend; weiss, lichtgelb, zumal grau in allen Nüancen, seltener röthlich, braun oder schwarz. Ebelmen (Comptes rendus XXXIII. 1851. 678) und Adolph Göbel halten die bläuliche und grünliche Farbe mancher K.e durch eine geringe Beimengung von Eisenbisulfid hervorgebracht. Nach dem Ersteren wird die blaue Farbe der Cornbrash-K.e von Besançon und Baumes-les-Dames durch einen zweiprocentigen Gehalt an schwarzem Thon mit feinvertheiltem Eisenkies erzeugt (der nach Behandlung des Kalks mit Säure verbleibende schwarze Rückstand enthielt 51,8 SiO_2, 21,9 Al_2O_3, 3,1 MgO, 6,6 Fe_2O_3, 10,2 FeS_2 (Eisenkies), 6,4 H_2O und bituminöse Substanzen; es wären also im Gestein ca. 0,002 % Eisenkies vorhanden); die blaue Farbe verschwinde allmählich unter dem oxydirenden Einfluss der Infiltrationswasser. Nach Albr. Müller wird die oft scharf abgegrenzte graublaue Farbe, welche gelbliche K.e der mittleren und oberen Juraformation zeigen, z. Th. von feinvertheiltem Eisenkies, welcher ein Grau erzeugt, z. Th. von organisch-bituminöser Substanz hervorgebracht, deren Verflüchtigung bei starker Erhitzung auch ein Verschwinden der blaugrauen Farbe im Gefolge hat. Auch die Bläuung des Muschelkalkes von Rüdersdorf wird von Eck auf Schwefeleisen bezogen. Für die Gesteine des russisch-baltischen Silurs wenigstens hat indessen v. Fischer-Benzon dargethan, dass hier die gelblichgraue und bläulichgraue Farbe nicht auf feine Eisenkiesbeimengung, sondern auf organische, an die thonigen Theilchen gebundene Materie zurückzuführen sei. — Die dichten Kalksteine sind meistens einfarbig, oft aber wechseln verschiedene Farben in manchfaltigen Zeichnungen als Adern, Wolken, Flammen, Flecken. Die bunte Zeichnung, welche einen Theil der sog. Marmore erzeugt, wird z. Th. durch

Adern oder Nester von Kalkspath hervorgebracht, die das dicht erscheinende andersfarbige Gestein nach verschiedenen Richtungen durchziehen, oder durch organische Überreste, Korallen und Crinoiden, welche davon umschlossen sind, wie bei dem schönen sog. Muschelmarmor (Lumachelle) von Bleiberg in Kärnten, bei dem aus Korallen bestehenden Marbre Sainte-Anne aus dem Devon der Ardennen. — Manchmal beschränkt sich eine dunkelbraune Färbnng auf die Oberfläche, wo sie auf eine Eisenoxydhyrat-Entwickelung aus zugemengtem Eisenoxydulcarbonat zurückzuführen ist. Verwitterndes Manganoxydulcarbonat kann so, schon in geringer Menge vorhanden, einen dunkelbraunen bis schwarzen Überzug liefern.

Die gewöhnlichen dichten K.e lassen sich oft nur mit Schwierigkeit zu hinreichend pelluciden Dünnschliffen präpariren. Die eckigen oder vielfach mit welligen Umrissen versehenen, matt durchscheinenden, nicht wasserhell durchsichtigen Partikelchen von kohlensaurem Kalk, welche dieselben gänzlich oder grösstentheils zusammensetzen, sind in der Regel so klein und wenig pellucid, dass von einer Spaltbarkeit, von einer inneren Structur oder Zwillingsbildung auch bei stärkster Vergrösserung nichts erblickt wird; eine andere optische Reaction ergeben sie nicht, als dass sie sich zwischen gekreuzten Nicols als doppeltbrechend erweisen. Dunkler färbende Materie, Thon, Eisenverbindungen oder bituminöse Substanz findet sich u. d. M. vielfach auf den Fugen zwischen den Kalkspathkörnchen, oft aber auch innerhalb derselben abgelagert. Viele organische Reste treten erst u. d. M. hervor.

Es gibt dichte K.e, und sie bilden wohl die grosse Mehrzahl, in denen sämmtliche Körnchen fast ganz gleichmässige Dimensionen besitzen, z. B. der lithographische K. von Solenhofen. Andererseits kommen ungleichkörnige K.e vor, wo grössere Körner, bald spärlich, bald recht reichlich in einem bedeutend feinerkörnigen Aggregat liegen. Für die unteren Muschelk.e von Jena gibt Liebetrau die Durchschnittsgrösse der feinen Körner zu 0,01 mm, die der grösseren zu 0,04 mm an. Pfaff fand die geringste Grösse (0,0015—0,006 mm) in einigen jurassischen K.en; bei einer Grösse von über 0,1 mm erscheinen die Körner als solche schon dem blossen Auge. — Grössere späthige optisch einheitliche Calcite können durch secundäre Umlagerung aus Aggregaten feiner Calcitkörner hervorgegangen sein (»Paramorphosen von Individuen nach Aggregaten«). Die eigentliche Substanz solcher grösseren Individuen pflegt auffallend ärmer an Interpositionen zu sein, indem dieselben die Verunreinigungen der resorbirten Körner nach ihrer Oberfläche gedrängt haben. Dabei kann es geschehen, dass sie kleinere Körner anders orientirten Calcits noch umhüllen. Bisweilen mag aber auch die Bildung der grösseren Körner auf späterer Infiltration beruhen.

Was nun die Hauptmasse der gewöhnlich sehr gleichmässig feinen Kalkspathpartikelchen der dichten K.e anbetrifft, so ist die Herkunft derselben immer noch nicht mit voller Sicherheit klargestellt; diese wichtige Frage wird später noch behandelt werden; hier mag nur erwähnt werden, dass vieles die Ansicht unterstützt, es liege in diesen Kalkkörnchen zum grossen Theil ein Detritusmaterial

vor, gebildet von zusammengeführten Partikeln, welche nicht an der Stelle, wo wir sie jetzt erblicken, unmittelbar auch entstanden sind. Falls diese Auffassung berechtigt ist, würden die dichten K.e dann nicht eigentlich als ein ursprünglich krystallinisches Gestein zu gelten haben. Damit steht im Zusammenhaug, dass es auch dichte K.e gibt, welche u. d. M. grösstentheils oder fast ganz aus einem Schutt kennbarer Fragmente von Korallen, Echinodermen, Muscheln, Stromatoporiden, Ostracoden, Foraminiferen bestehen; die Bruchstücke erscheinen bald besser contourirt und auch noch mit ihrer Structur erhalten, bald sehr obliterirt; Höhlungen sind mit Kalk erfüllt.

Die dichten Kalksteine sind nie ganz reiner kohlensaurer Kalk, in noch geringerem Maasse als die körnigen K.e; stets sind ausser Magnesiacarbonat fremdartige Substanzen beigemengt, welche die verschiedenen Farben und den verschiedenen Härtegrad bedingen: Eisenoxyd, Thonerde, Kieselsäure und organische Substanz sind die häufigsten solcher Stoffe; Kieselsäure (als Quarz, Sand, Hornstein, Opal, auch als Schwammnadeln vorhanden) verhärtet oft den K., beigemengtes Eisenoxydulcarbonat wandelt sich in Oxydhydrat um und bräunt, Kohle und Bitumen färben ihn grau und schwarz und sind oft in solcher Menge vorhanden, dass er beim Anschlagen stinkt oder dass Asphalt oder Bergöl an ihm herausschwitzt. — A. Völcker fand im Cornbrash Englands 0,24, im Hauptoolith 0,20 % $CaSO_4$. Kalke an der Bieber und in der Lindener Mark bei Giessen enthalten geringe Mengen salpetersaurer Salze (Engelbach und O. Hahn); im Muschelkalk um Würzburg wies Hilger Li nach.

An accessorischen Gemengtheilen ist der dichte K. im Vergleich zu dem körnigen K. arm, sowohl was Verschiedenartigkeit als was Häufigkeit der einzelnen betrifft, hauptsächlich deshalb, weil er überhaupt nicht so vielen Einflüssen ausgesetzt war, durch welche die Entstehung von Mineralien innerhalb seiner Masse hervorgerufen wurde. Als makroskopische accessorische Gemengtheile sind bekannt: Quarz, theils in Körnern, theils in Krystallen: Iberg am Harz; Gräfenthal in Thüringen; Gross-Oerner bei Mansfeld; Nattheim und Asberg in Thüringen; Marmaros, Betler und Bosko in Ungarn; Campiglia in Toscana; Benaud in der Auvergne. Schaumkalk: Meissner in Hessen. Glimmer: Riechelsdorf in Hessen; Sangerhausen in Thüringen. Albit in merkwürdigen kleinen, vollständig ausgebildeten Krystallen: Col de Bonhomme; kleiner St. Bernhard; Grubenmündung von Rancié bei Vicdessos in den Pyrenäen. Ein tertiärer Kalk der Umgegend von Rovegno an der Trebbia enthält tafelförmige Albitkrystalle, welche z. Th. in Pyrit vererzte Radiolarien einschliessen, die auch in dem Kalk selbst zahlreich vorkommen (Issel, Comptes rendus CX. 1890. 420). Couzeranit: Col de la Trappe, Picou de Geu, Thäler von Seix und Salleix, Pouzac bei Bagnères de Bigorre in den Pyrenäen, am letzteren Orte auch Dipyr. Eisenkies: Lindenhausen in Westphalen; Friedrichshall, Nauheim, Möcklingen, Nattheim u. s. w. in Württemberg; Malsch in Baden; Bludowitz in Schlesien; Tiefenkasten und Galanda in Graubünden; Hiadel in Ungarn; Schoharie und Kingsbridge in New-York; Shoreham in Ver-

mont. Bleiglanz: Lintorf in Westfalen; Frankenberg in Hessen; Wiesloch in Baden; Gundelsheim und Vaihingen in Württemberg; Dulgosvyn in Polen. Zinkblende: Oberkirchen in Hessen; Wiesloch, Dürrheim und Sinsheim in Baden; Kochendorf und Jaxtfeld in Württemberg; Thale im Harz. Kupferkies: Friedrichshall und Niederhall in Württemberg; Miedzianagora in Polen. Auripigment: Wiesloch; Real el Doctor in Mexico. Realgar: Wiesloch; Falkenstein und Zirlerklamm in Tirol; Remüsser Alp in Graubünden. Schwefel: Sublin im Canton Waadt; Thal von Cinca in den Pyrenäen. Anthracit: Clausthal am Harz. Faserkohle: Monte Civillina in der Provinz Vicenza.

Werden die dichten Kalksteine mit HCl behandelt, so bleibt in vielen Fällen ein mehr oder weniger ansehnlicher Rückstand, welcher u. d. M. aus recht verschiedenartigen Mineralpartikeln bestehen kann, unter denen namentlich Quarz, Glimmer, Thon, auch Zirkon, Rutil, Turmalin, Granat, Anatas, Brookit zu nennen sind. Sehr oft lässt die abgerollte oder fragmentare Natur dieser Individuen kaum einen Zweifel, dass man es hier nicht mit authigenen, sondern mit allothigenen, in das Kalksteinmaterial eingeschwemmten Mineralelementen zu thun hat, während z. B. die wohlgebildeten Kryställchen von Quarz und Feldspath ebenso sicher als an Ort und Stelle entstandene Bildungen gelten müssen. In vielen Vorkommnissen des grossen mitteldevonischen westphälischen Kalksteinzugs beobachtete v. d. Marck mikroskopische Quarzkrystalle ($\infty P . P$), welche auch Barrois in den dunkeln Kohlenkalken des n. Spaniens fand. Im Rückstande des Kohlenkalks von Clifton gewahrte Wethered Quarzkrystalle, deren äussere klare Schicht sich secundär um vorhandene klastische trübe Quarzkörner gebildet hatte; ausserdem wies er klastische Quarzkörner, amorphe Kieselsäure, Chalcedon, Turmalin, Feldspath, Zirkon, Pyrit nach (Quart. journ. geol. soc. XLIV. 1888. 186; vgl. auch die ähnlichen Untersuchungen über Jurakalke der Cotteswold Hills, ebendas. XLVII. 1891. 550). Zufolge Lory besteht der in HCl unlösliche Rückstand der fossilführenden Jurakalke der französischen Alpen ausser Thon und kleinen Quarzpyramiden aus mikroskopischen Kryställchen von Orthoklas, tafelförmig nach 0P und seitlich begrenzt durch ∞P und $\infty \bar{P}\infty$, neben welchen auch Albitzwillinge nach $\infty \breve{P}\infty$ vorkommen; die Feldspathe finden sich sogar in den Ammoniten (Comptes rendus CIII. 1886. 309). Auch in der Gegend von Sklipio auf Rhodos kommen nach v. Foullon graue, fast dichte eocäne Kalke vor, welche Albitkryställchen, verzwillingt nach dem Albitgesetz, untergeordnet auch nach dem Periklingesetz, bis zur Grösse von 3 mm enthalten (Sitzgsber. Wiener Akad. C. 1891. Abth. I. 162). — H. Thürach fand mikroskopische Zirkone und Rutile, sowie Bergkrystalle in vielen Kalken, hin und wieder beobachtete er auch Turmalin, Anatas, Brookit, Granat, Staurolith, Magnetit, Picotit; rother Bergkalk von Clifton in England enthielt z. B. Rutil, Turmalin, Bergkrystall, Zirkon, Anatas; Kalk mit Gryphaea arcuata von Wasseralfingen Rutil, Turmalin, Zirkon, Anatas. Die Kalke des unteren Muschelkalks von Jena lieferten Liebetrau Eisenkies, thonige Substanz, Quarz, Glimmer, Zirkon, Rutil, Turmalin, Granat, Anatas, Brookit, Eisenglanz (mit nach dieser Reihen-

folge abnehmenden Häufigkeit); ausserdem findet sich in diesen Kalksteinen, aber als authigenes Mineral, weitverbreitet Cölestin, welcher hauptsächlich als Ersatz von Gastropodenschalen erscheint. — In Muschelkalken der Gegend von Göttingen bestimmte Carl Luedecke als unlöslichen Rückstand ausser Quarz, seltenem Feldspath, bisweilen hexagonalen Glimmertäfelchen, Thonsubstanz u. a. Mineralien noch fast farblose isotrope Glassplitter, kleine blassgrüne Flussspathwürfelchen, wahrscheinlich Schwerspath und Cölestin (Unters. über Gest. u. Böden der Muschelkalkform. in d. Geg. v. Gött., Inaug.-Diss. Leipzig 1892).

In Nestern und Drusen, Adern und Trümern kommt vielverbreitet Kalkspath, auch Dolomitspath vor; weisse Kalkspathadern, dunkeln K. durchziehend, bilden eine häufige Erscheinung. Quarz, Hornstein und Feuerstein formen Kugeln, Nieren, Nester, Schnüre; die K.e des weissen Jura sind vielorts reich an Hornsteinknauern; in Oberitalien pflegt man dieselben Majolica zu nennen (ein anderer Theil der Majolica gehört dem Neocom an). In ähnlicher Weise, wie jene Mineralien, beobachtet man auch Roth- und Brauneisenstein. Zinkspath, Kieselzink, Zinkblende, Bleiglanz und andere Schwefelmetalle. Wohl auskrystallisirt erscheinen noch als Drusenbildungen: Schwerspath, Cölestin, Weissbleierz, Gelbbleierz, Malachit. Der Nummulitenkalk von Mokattam in Egypten enthält Drusen und Knollen von Cölestin, wobei die zusammensetzenden Krystallindividuen selbst Nummuliten umschliessen (Bauerman und Le Neve Foster im Q. journ. geol. soc. XXV. 1869. 40). — Der rothe Liaskalk der bayerischen Alpen führt schalige Manganconcretionen, welche zufolge Gümbel den manganreichen Concretionen auf dem Grunde der heutigen Tiefsee ziemlich ähnlich sind.

Sehr häufig sind in den Kalksteinen grössere mineralisirte organische Überreste, namentlich von Mollusken, Korallen und Crinoiden vertheilt. Manche K.e sind arm an solchen Resten oder gänzlich frei davon, in manchen anderen sind dieselben dagegen so gehäuft, dass jene fast gänzlich daraus zusammengesetzt erscheinen. Manchmal werden diese Fossilreste aus Kalkspath, manchmal auch aus Aragonit gebildet; nach Necker und H. De la Beche bestehen die Conchylien zum grossen Theil, nach Dana die Korallen aus Aragonit, worauf Härte und spec. Gewicht schliessen lassen. Nach Leydolt ist schon in den Schalen lebender Mollusken der kohlensaure Kalk bald als Kalkspath (z. B. den Schalen von Cidaris und den meisten nicht perlmutterglänzenden Muscheln), bald als Aragonit krystallisirt (z. B. den Schalen von Meleagrina); die Schalen von Pinna und Malleus bestehen nach aussen aus Kalkspath, im perlmutterglänzenden Inneren aus Aragonit (Sitzgsber. Wiener Akad. XIX. 10).

Vgl. auch die Untersuchungen von G. Rose in Abhandl. Berliner Akad. 1858, sowie die daran anknüpfenden und theilweise dieselben berichtigenden Mittheilungen von Gümbel in Z. geol. Ges. XXXVI. 1884. 386. Cornish und Kendall haben experimentell dargethan, dass eine aus Aragonit bestehende Schale in derselben Zeit in einer Lösung von Kohlensäure zwei- und dreimal so viel procentarischen Gewichtsverlust erleidet als eine Calcitschale, dass sie dabei eine an Kaolin erinnernde Beschaffenheit annimmt und bald in Fragmente zerfällt, während die Calcitschale überhaupt längere Zeit ihr Ansehen gar nicht verändert; dieser Gegensatz rührt

nicht von einer abweichenden Lösbarkeit der beiden Carbonate, sondern von der mehr porösen Structur der Aragonitschale her (Geol. Magaz. (3) V. 1888. 66).

Analysen: I. von Madrepora palmata; II. von Astraea Orion (zwei Korallen); III. einer Chama-Schale; IV. einer Ostrea-Schale nach B. Silliman jr.

	I.	II.	III.	IV.
Kohlensaurer Kalk . . .	94,81	96,47	97,00	93,9
Phosphate und Fluoride .	0,45	0,06		0,5
Schwefelsaurer Kalk. . .	—	—	2,60	1,4
Erdige Substanz	0,30	0,74		—
Organische Substanz. . .	4,45	2,73	0,40	3,9
Kohlensaure Magnesia . .	—	—	—	0,3

Die Schalen von Lingula bestehen aus phosphorsaurem Kalk. Lingula ovalis enthielt nach Sterry Hunt: phosphorsauren Kalk 85,79; kohlensauren Kalk 11,75; kohlensaure Magnesia 2,80. Schalen von Orbicula- und Conularia-Species zeigten sich ebenso zusammengesetzt (Am. journ. of sc. and arts (2) XVII. 237). $MgCO_3$ ist in mehreren Korallen in nicht geringer Menge vorhanden, wie denn Damour in einer Millepora 19%, Forchhammer in der Isis nobilis 6,36 und im Corallium nobile 2,1% dieses Carbonats fand. Lithothamnien enthalten zufolge Högbom im Mittel ca. 10 Theile $MgCO_3$ auf 100 Th. $CaCO_3$, sind also an ersterem Carbonat viel reicher als die meisten thierischen Kalkorganismen. In einigen Kalksteinen, welche selbst nicht dolomitisch sind, bestehen die Fossilien aus Dolomit; so ergab ein Orthoceras aus dem magnesiacarbonatfreien Trenton-Kalkstein von Bytown, Canada, nach Hunt: $CaCO_3$ 56,00; $MgCO_3$ 37,80; $FeCO_3$ 5,95.

Die in grosser Menge solche Reste enthaltenden Kalksteine werden nach diesen benannt, z. B. Hippuritenkalkstein, Spatangenkalkstein, Cerithienkalkstein. Die beigemengten scheibenförmigen oder sternförmigen Crinoidenstielglieder verleihen dem dichten K. oft ein porphyrähnliches Gefüge.

Als Beispiel für die Art und Weise, wie sich die grösseren und kleineren organischen Reste in den Kalksteinen darbieten, mögen hier die Beobachtungen von Liebetrau an den unteren Muschelkalken von Jena Platz finden. Die Brachiopodenschalen besitzen, namentlich wenn sie im fragmentaren Zustande eingeschwemmt sind, oft noch ihre ursprüngliche Structur: dünne lange Prismen in schräger Stellung zur Schalenoberfläche, ein dünnfaseriges Aggregat darstellend und mit einem eigenthümlichen Glanz versehen, setzen die Schalen zusammen. Wenn sie sich auch bezüglich ihrer Schalenstructur am erhaltungsfähigsten erweisen, so ist doch, insbesondere bei vollständigen Schalen, recht häufig die Prismenstructur in einer Aggregation zu grobkörnigem Calcit aufgegangen. Meist findet sich dieselbe Erscheinung bei den Harttheilen der Lamellibranchiaten wieder; die diesen vormals eigenthümliche Structur ist nur in seltenen, wenig deutlichen Fällen vor Zerstörung bewahrt geblieben; sie hat einem Aggregat von grobkörnigem Calcit, das manchmal zu einheitlichen Individuen ergänzt scheint, Platz gemacht. Ausnahmslos und in noch höherem Maasse ist diese Umstehung der Schalensubstanz zu späthigem Calcit vor sich gegangen bei den aragonitschaligen Gastropoden, bei denen öfters dann die Gesammtmasse der Schalen ein optisch einheitlich orientirtes Individuum bildet. Die Crinoidenreste sind

meist leicht zu erkennen, da ihre eigenartige, bald mehr bald weniger erhaltene Gitterstructur nur selten ganz verloren gegangen ist. Bei ihnen kommt das Bestreben, sich zu einheitlichen Calciten umzugestalten, am reinsten und entschiedensten zum Durchbruch. Bei auffallendem Licht milchweiss, wenn die frühere Structur vorhanden ist, nähern sie sich erst bei vermehrter Einwirkung umgestaltender Einflüsse dem späthigen Calcit; haben sie sich ihrer organischen Structur vollkommen entäussert, so tritt an ihnen Zwillingsbildung, die vorher nicht zu erkennen ist und Spaltbarkeit in reichem Maasse auf und nur durch die Umrisse lassen sie ihre Abstammung feststellen. Bei den Foraminiferen ist ursprüngliche Schalenstructur nicht zu constatiren; ihre Kammern sind erfüllt mit Körnern späthigen Calcits und oft ist auch die Schale selbst in dieses Aggregat einbegriffen, so dass nur noch rundliche Haufwerke wasserhellen Kalkspaths als Zeugen ihres vergänglichen Daseins übrig geblieben sind; dass viele dieser Aggregationen wirklich auf solche Umwandlungsprocesse von Foraminiferen zurückzuführen sind, zeigen die in ihnen vorkommenden, Foraminiferenformen nachahmenden Eisenkieszusammenballungen. — Die ehemaligen Schalencontouren fossiler Reste können durch verschiedene Erscheinungen mehr oder weniger gut hervortreten: bald hat sich auf ihnen sehr feinkörnige Gesteinssubstanz, manchmal etwas bituminös, abgelagert, bald ziehen sich dort Aneinanderreihungen von Eisenkieskörnchen linienartig einher, bald treten um die organischen Reste späthige Incrustationsringe auf.

Loretz, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 387. — XXXI. 1879. 756.
O. Lang, ebendas. XXXIII. 1881. 217.
Pfaff, Sitzungsber. Münchener Akad. 1882. 564.
Thürach, Verhandl. physik.-medic. Ges. zu Würzburg 1884. Nr. 10.
Bornemann, Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1885.
Liebetrau, Z. geol. Ges. XLI. 1889. 717.

Meistens ist der Kalkstein mehr oder weniger deutlich geschichtet, bisweilen aber auch mit gar keiner Schichtung versehen. Die Schichten sind manchmal ganz dünn, mitunter erweisen sie sich recht mächtig. Zerklüftung wird häufig beobachtet in verschiedener, sowohl quaderförmiger, als unregelmässig polyëdrischer Ausbildungsweise. Übergänge zeigt der normale dichte Kalkstein in krystallinisch-körnigen K. durch Grösserwerden seiner krystallinischen Elemente, in Dolomit durch Eintritt und Zunahme von $MgCO_3$, in Kieselkalkstein durch Imprägnation mit Kieselsäure, in Schieferkalkstein durch Aufnahme von Schieferlamellen, in oolithischen K. durch Entwickelung von Oolithkörnern, in thonigen K. durch Beimengung von Thon.

Als Mengungsvarietäten des dichten Kalksteins sind aufzuführen:

Dolomitischer Kalkstein. Ein K. mit geringerem oder grösserem Gehalt an $MgCO_3$, mit Bezug darauf in der Mitte zwischen eigentlichem K. und eigentlichem Dolomit stehend. Das spec. Gewicht ist etwas höher, als das des normalen K. und nähert sich dem des Dolomits; bisweilen etwas porös, gelblichgrau bis dunkelgrau. Forchhammer (Journ. f. pract. Chemie XLIX. 52) schlug

vor, den K., der zwischen 3 und 13% $MgCO_3$ enthält, dolomitisch zu nennen und alle Kalkgesteine mit mehr als 13% $MgCO_3$ den Dolomiten zuzurechnen; doch dürfte für eine solche Begrenzung der dolomitischen K.e die Procentzahl 13 viel zu niedrig gegriffen sein. Hauptsächlich in der Dyas- und Triasformation (vgl. Dolomit).

Kieselkalk (siliceous limestone, calcaire silicieux). Dichter K., gleichmässig und oft in hohem Grade von Kieselsäure durchdrungen, welche auch sehr häufig Nester, Adern und abgeplattete Nieren von Hornstein oder Chalcedon bildet, die vielfach nicht scharf begrenzt sind, sondern in die umgebende Kieselkalkmasse übergehen (Hornsteinkalk). Der Kieselsäuregehalt steigt bis zu 48%. Von den K.en der salzburger Alpen enthält nach Lipold einer vom Schrambachgraben 65,39 $CaCO_3$ und 24,58 SiO_2, ein anderer vom Hochleitengraben in der Gaisau 50,59 $CaCO_3$ und 38,15 SiO_2; ein Kieselk. von Solothurn führt 70,21 $CaCO_3$, 0,83 $MgCO_3$, 19,99 SiO_2, 4,65 Al_2O_3, 1,48 Fe_2O_3, 2,80 H_2O. Die sehr fein zertheilte beigemengte Kieselsäure gewahrt man in den meisten Fällen makroskopisch gar nicht und erst an der bedeutenden Härte, welche bis 6 steigt, erkennt man, dass das Gestein kein reiner K. ist. Der Bruch geht bisweilen ins splitterige, die Farben sind meist licht; der Kieselk. braust natürlicherweise nicht so stark mit Säuren, wie der gewöhnliche K., die ganze Kieselsäuremenge bleibt beim Behandeln mit Säuren als unlösliches Pulver zurück. Diese Kieselsäure ist stellenweise (Neubeuern am Inn nach Schafhäutl) in der in Alkali löslichen Form vorhanden. Gümbel erwähnt, dass kieselreiche Flyschkalke (Hornsteinkalke) aus allen Gegenden, wo sie vorkommen, fast ausschliesslich aus Spongiennadeln bestehen (N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 287). Manchmal ist der Kieselk. porös oder cavernös, die Wände der Höhlungen sind mit stalaktitischem oder nierenförmigem Chalcedon oder mit kleinen durchsichtigen Quarzkrystallen überdrust. Meistens Süsswasserconchylien enthaltend.

Der Kieselkalkstein findet sich vorzüglich als Glied der tertiären Formation von Paris (wo der Kieselk. von St. Ouen über dem eigentlichen Grobkalk und dem Sandstein von Beauchamp lagert), der Auvergne und Ungarns. Doch auch im Bereich älterer Formationen bildet er Ablagerungen; so ist der Plänerkalkstein von Klotzscha bei Dresden nach Stöckhardt ein Kieselk.; ein Theil des sog. Kreidemergels von Haldem in Westphalen gehört hierher. Die schwäbischen Jurakalke enthalten Zwischenlager von kieseligen K.en; ebenso der dortige Muschelkalk (Rottweil, Asberg, Horb).

Thoniger Kalkstein oder Mergelkalkstein. Ein dichter K., der ungefähr bis zu 25% Thon beigemengt enthält; gewöhnlich gelblich oder graulich gefärbt, wegen des Thongehalts meistens etwas weicher, als der gewöhnliche K. Hierher gehört u. a. der meiste sog. Plänerkalk der sächsischen Kreideformation (das Wort Pläner kommt nach O. Richter (Sitzgsber. d. Ges. Isis 1882. 13) von dem Dorfe Plauen bei Dresden und lautete ursprünglich Plawener- oder Planer-Stein). Der Mergelkalk des Pläners von Weinböhla in Sachsen enthielt: $CaCO_3$ 76,43; $MgCO_3$ 1,25; Fe_2O_3 und Al_2O_3 1,50; Thon 20,27. Beim Auflösen in Säuren bleibt ebenfalls ein bedeutender Rückstand, beim Befeuchten dringt der

Thongeruch durch. H. Thürach fand im Plänermergel von Strehlen in Sachsen mikroskopisch Anatas, Zirkon, Rutil, Turmalin, Granat. Der Bruch ist matt, fast erdig. Durch diese Gesteine wird vielfach der Übergang aus K. in Mergel vermittelt. Kugeln und Knollen von Eisenkies oder Strahlkies finden sich häufig, welche auch bisweilen organische Körper vererzen. Hauptsächlich in den jüngeren Formationen, dem Jura, der Kreide, dem Tertiär.

Eisenkalkstein. In grösserer oder geringerer Quantität ist Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat dem K. beigemengt; das Gestein ist dicht, oft auch porös, zellig oder zerfressen, ockergelb bis braunroth, meist zäh, manchmal etwas sandig oder thonig. Kalkspath, Eisenspath, Schwerspath sind in den Drusenräumen krystallisirt, oft enthalten diese daneben noch Eisenocker. Der Eisenk. bildet schon Lager in der Devonformation (Elbingerode am Harz, Oberscheld in Nassau), dann im Kohlenkalk (Umgegend von Bristol, im Forest of Dean in England), im Zechstein (Camsdorf in Thüringen), im braunen Jura Frankreichs (Fontenay in der Vendée, Bayeux in der Normandie), Englands, Württembergs, des Breisgaus.

Glaukonitischer Kalkstein. So nennt man thonige K.e, in welche Körner von Glaukonit eingesprengt sind, oft so zahlreich, dass das Gestein grün gefärbt erscheint. Solche K.e finden sich in verschiedenen Formationen, von der russischen Silurformation an durch den Muschelkalk (Rüdersdorf bei Berlin, Crailsheim, am Schösserberge bei Mattstädt zwischen Weimar und Eckartsberga, Seeberg bei Gotha), durch die Juraformation (Kronach in Oberfranken) bis in die Tertiärformation des Pariser Beckens. — Über den glaukonitischen K. von Würzburg vgl. Haushofer im Journ. f. pr. Chem. Bd. 99. 1867. 237; der Glaukonit hat hier die Zusammensetzung: 48,3 SiO_2, 3,0 Al_2O_3, 5,5 K_2O, 24,4 Fe_2O_3, 14,7 H_2O; er ist zu 1,11% vorhanden.

Sandkalkstein (Grobkalk, Calcaire grossier) entsteht durch die innige Beimengung von Quarzsand, oft mit etwas Thon oder feinzertheiltem Eisenoxyd; beim Behandeln mit Säuren bleiben die Quarzkörner zurück; graulichweiss, gelblichweiss, ockergelb. Oft auch treten Glaukonitkörner hinzu und diese nebst den Quarzkörnern gewinnen nicht selten die Oberhand über den Kalk. Der Sandkalk oder Grobkalk hat sich vorzüglich in der Tertiärformation der Becken von Paris und von Bordeaux gebildet. Sandige K.e beschreibt O. Lang auch aus der Gegend von Göttingen, wo sie zum Buntsandstein gehören.

Flaserkalk (Kalknierenschiefer, Schieferkalk). Als solchen bezeichnet man dichten K., welcher mit welligen gebogenen Thonschieferlagen durchflochten ist. Die Wellen der einzelnen Lagen passen so übereinander, dass dadurch gewissermassen ein Netzwerk von Thonschiefer entsteht, in dessen grösseren Maschen platte Kalksteinnieren oder Kalksteinlinsen mit mehr oder weniger scharfen Rändern stecken. Wenn durch Auflösung der Kalk entfernt wird, so bleibt fast nur dieses zellige Thonschiefernetz zurück. Der Hauptbruch des Gesteins ist wellig gewunden, der Querbruch zeigt deutlich das flaserige Gefüge, wie die Schieferlamellen sich um die Kalkpartieen augenähnlich herumschmiegen. Manchmal auch bildet der Thonschiefer nicht stetig fortsetzende undulirte Lagen, sondern

erscheint nur in einzelnen, sehr flachen Linsen in geringerer Anzahl in dem K. vertheilt. Indem der K. und der Schiefer abweichend gefärbt sind, haben diese Schieferkalke meistens eine bunte Farbe (graulich, gelblich, röthlich, grünlich) und werden daher zu Marmor verschliffen, z. B. der Marmor von Kalkgrün bei Zwickau, der aus dem Campaner Thal bei Bagnères de Bigorre in den Pyrenäen. Der letztere wird von den französischen Geologen Calcaire (Calschiste) amygdalin genannt, indem die Schieferflasern sich dermassen allseitig um die Knollen, Linsen oder Nieren von Kalkstein herumwinden, dass diese in der That isolirten Mandeln ähnlich sehen; Marbre de griotte d'Italie heisst der Flaserkalk, wenn der Schiefer röthlich, Marbre Campan, wenn er grünlich ist. Die Kalksteinlinsen enthalten in sehr häufigen Fällen einen Cephalopodenrest, eine Clymenia, einen Goniatiten, auch wohl ein Orthoceras, welche wahrscheinlich die Ansammlung des kohlensauren Kalks innerhalb des Schieferschlammes unterstützt haben.

Derlei Kalknierenschiefer, welche überall dieselben Eigenthümlichkeiten darbieten, stellen an sehr vielen Punkten ein überaus charakteristisches Glied des Oberdevons dar; so in Westphalen, wo dieselben Kramenzelkalk genannt werden, in Nassau, in Belgien, bei Gattendorf n. von Hof im Fichtelgebirge, oberhalb Saalfeld in Thüringen, bei Ebersdorf s. von Glatz. Über die schönen devonischen Flaserkalk-Marmore des Languedoc, namentlich bei Caunes (Dép. Aude), vgl. Leymerie, Bull. soc. géol. (3) I. 1873. 242. Einer der berühmtesten Flaserkalke dieser Art, der oben erwähnte aus den Pyrenäen, von St. Béat im Garonne-Thal, von Cierp im Pique-Thal, aus dem Campanerthal, zwischen Ax und Cabannes im Ariège-Thal (vgl. dar. z. B. Dufrénoy, Ann. des mines (3) III. 1833. 123; F. Z., Z. geol. Ges. XIX. 1867. 152; Fuchs, N. Jahrb. f. Min. 1870. 732; Leymerie, Bull. soc. géol. 1875. 546) ist aber nicht nach der früheren Annahme ebenfalls oberdevonisch, sondern gemäss den Untersuchungen von Ch. Barrois auf Grund seiner organischen Reste und der in Asturien beobachteten discordanten Lagerung über Devongliedern das unterste Glied des Carbons (Ann. de l. soc. géol. du Nord VI. 1879. 270; vgl. auch Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 39). Lichtgraue Flaserkalke mit einer Cephalopodenfauna, ganz ähnlich den oberdevonischen, erscheinen als Glied des Culms, aufgelagert dem Culmschiefer mit Posidonia Becheri in der Gegend von Erdbach und Breitscheid bei Herborn in Nassau (Holzapfel, Palaeontol. Abhandl. v. Dames und Kayser, Neue Folge, Bd. I. Heft 1). Gleichalterig hiermit scheint der eben genannte, gleichfalls dem Culm zuzuzählende Marbre griotte Asturiens zu sein.

Eine andere Ausbildungsweise der Schieferkalke ist diejenige, dass dünne ebenflächige Lagen von K. parallel mit ebensolchen Lagen von Thonschiefer abwechseln. Die Thonschieferlagen sind gewöhnlich noch dünner als die des K. und nach ihnen spaltet das meist dickschieferige Gestein ausgezeichnet, welches daher auf den Spaltungsflächen als Thonschiefer erscheint und erst auf dem Querbruch die Zusammensetzung zu erkennen gibt.

Auch bei den dichten Kalksteinen gibt es Ophicalcite, die durch unregelmässig im K. verlaufende Serpentinadern hervorgebracht werden.

Bituminöser Kalkstein (Stinkkalk, Stinkstein, Saustein, Stinkstone, Swinestone, calcaire fétide, c. bitumineux oder bituminifère), eine dichte Kalksteinmasse, innig mit Bitumen durchdrungen, welches beim Ritzen, Schlagen, Reiben und Erwärmen einen eigenthümlich stinkenden schwefelwasserstoff-

ähnlichen Geruch verursacht; beim starken Erhitzen entwickelt sich oft ein steinölähnlicher Dampf. Graue, braune oder schwarze Farben, splitteriger Bruch, matt oder schimmernd. Behandelt man den Stinkstein in HCl, so bleibt meist ein dicker brauner Schaum von Bitumen zurück. Bisweilen mit etwas Thon oder Dolomit gemengt. Stets ist der Stinkstein deutlich geschichtet, meistens dünn- und geradschieferig, bisweilen aber ausserordentlich verworren, gebogen und gefaltet. In Körnern oder kleinen Krystallen ist dann und wann Eisenkies eingesprengt; auch sitzt wohl in den Poren oder Zellenräumen Asphalt (Serpulit am Deister) oder Steinöl; mitunter finden sich rundliche Hornsteinknauer, Schwefel in derben Stücken und Lagen eingeschlossen, auch schmale Adern von Kalkspath.

Der Stinkstein hat seine Hauptlagerstätten in den älteren Formationen: im Devon bei Iberg am Harz, Miedzianagóra in Polen. Im Zechstein Thüringens, wo er vielfach mit Gypsen vorkommt (Sangerhausen, Gerbstedt, Hergisdorf, Hettstedt, am Markt- und Ebertsberge bei Eisenach); Riechelsdorf in Hessen, Gera. Im Muschelkalk bei Hasmersheim in Baden. Im Lias bei Rettigheim und Malsch in Baden.

Oolithischer Kalkstein.

Rundliche Kalkkörner von Hirsekorn- bis Erbsengrösse und von dichter, concentrisch-schaliger, oft auch radial-faseriger Zusammensetzung sind durch ein dichtes oder erdiges kalkiges Cäment zu einem Gestein verbunden. Manchmal sind die Kalkkörner so eng zusammengedrängt, dass sie sich fast gegenseitig berühren und die die Zwischenräume erfüllende Kalkmasse zurücktritt.

Über die allgemeine Beschaffenheit der eigentlichen Oolithkörner im weiteren und engeren Sinne, sowie derjenigen, welche nur als Pseudoolithe gelten können, über ihre Mikrostructur war schon ausführlicher Bd. I. 484 ff. die Rede, worauf hier verwiesen wird. — Manche Varietäten besitzen sehr feine und gleichmässig grosse Körner, während bei anderen (z. B. von Heidenheim in Württemberg, aus der Umgegend von La Rochelle und Nontron) kleinere und grössere unregelmässig geformte Körner nebeneinander liegen. Meistens sind die oolithischen K.e hell gefärbt, manchmal haben die Kügelchen eine andere Färbung als die verkittende Kalkmasse. Die Oolithe sind fast immer und zwar meistens deutlich geschichtet, dabei erlangen ihre Schichten oft eine bedeutende Mächtigkeit. Deicke fand, dass die Schichten des Rogensteins bei Bernburg jedesmal in den unteren Theilen sehr kleine Körner enthalten, welche allmählich nach der Oberfläche der Schichten zu gleichmässig an Grösse zunehmen (Z. f. d. ges. Naturwiss. 1853. 188). Ihre Hauptentwickelung haben die oolithischen K.e in der Juraformation, zumal der englischen und französischen gefunden. — Übergänge zeigt der Oolith in gewöhnlichen K. durch allmähliches Verschwinden der Kalkkörner. Graue, sehr feste K.e, die nur noch sehr vereinzelte Kalkkörnchen oder Kalkspathkügelchen porphyrähnlich eingesprengt enthalten, sind Freiesleben's Hornmergel, Hoffmann's Hornkalk.

Pisolith oder Erbsenstein (Pea-stone, pisolithe) nennt man denjenigen reinen Oolith, dessen erbsengrosse kugelrunde Körner die concentrisch-schalige Zusammensetzung ausgezeichnet erkennen lassen. Das Kalkcäment tritt sehr zurück, oder ist gar nicht vorhanden, indem die Körner sich gegenseitig berühren. Der kohlensaure Kalk der Körner ist indessen nicht Kalkspath, sondern Aragonit, was damit zusammenzuhängen scheint, dass der Erbsenstein nur als Absatz aus heissen Mineralquellen sich ablagert. Die concentrischen Aragonitschalen haben meistens ein Quarzkörnchen, Feldspathstückchen oder winziges Granitbröckchen umhüllt; über die Structur vgl. I. 484. Bisweilen überspannt auch eine gemeinsame äussere Schalenzone zwei oder mehr innere Kügelchen. Vorzüglich zu Karlsbad in Böhmen; am Festungsberg bei Ofen (Krenner, Jahrb. geol. R.-Anst. XIII. 1863. 462), und zu Felsö-Leloez in Ungarn; zu Vichy-les-Bains im Dép. de l'Allier; zu Vogelsberg in Oberkrain. An den heissen Quellen von Hamman Meskoutine bei Guelma in Algier bilden sich nach Duparc Pisolithe, bestehend im Inneren aus einem Stück Kalktuff, umgeben von feinen concentrischen Schichten eines dichten emailähnlichen Kalks, umrindet von einer sehr dünnen Hülle entweder schwarzen oder metallglänzenden Schwefeleisens (Z. f. Kryst. XVIII. 1891. 528).

Als Rogenstein bezeichnet man diejenigen Oolithe, deren Kalkkörner durch ein mehr thonig-mergeliges oder sandig-thoniges Bindemittel verbunden sind; die Kalkkörner der Rogensteine sehen sehr häufig ganz dicht aus, sind aussen rauh, und erst im Zustand der Verwitterung tritt das radial-faserige und concentrisch-schalige Gefüge hervor. Auch findet sich in dem Mittelpunkt der Rogensteinkörner wie es scheint meistens kein fremdartiger Körper. Im Allgemeinen ist es für die Rogensteine charakteristisch, dass neben den gleichmässig (2 mm) grossen Körnern häufig solche von kaum makroskopisch wahrnehmbaren Dimensionen vorkommen.

Oolithe und Rogensteine sind schon aus der silurischen Formation bekannt: bei Grötlingbo auf der Insel Gottland, oft ganz erbsensteinartig (Qu. journ. geol. soc. III. 22); an den Malvernhills im s. England, ebenfalls mit schöner pisolithischer Ausbildung; de Verneuil fand sie auch in der nordamerikanischen Silurformation (Bull. soc. géol. (2) IV. 650) und Keilhau in der Übergangsformation von Christiania. Zum Kohlenkalk gehörige, oft recht grobkörnige oolithische K.e finden sich nach Weaver bei Tortworth am n.ö. Ende des Bristoler Kohlenbassins, nach Murchison auch in Südwales, nach F. Roemer in der Gegend von Stolberg bei Aachen, nach v. Dechen zwischen Ratingen und Hefel n.ö. von Düsseldorf. Sehr verbreitet sind die Oolithe in den Kohlenkalken von Kentucky, Tennessee, Missouri, Indiana und Illinois. Im Gebiet des Zechsteins treten bei Stadtberge in Westphalen röthlichbraune Rogensteine auf; ebenfalls bei Soden, in der Gegend von Aschaffenburg im w. Theil des Spessarts. Auch im englischen Zechstein (Süd-Yorkshire, Vorgebirge Hartlepool in Durham) kommen Oolithe vor, die aber etwas dolomitisch sind, und deren concentrisch-schalige Körner sich in der Mitte hohl erweisen.

Als das unterste Glied des Buntsandsteins erscheint am Nordrand des Harzes zwischen Sandersleben, Bernburg, Blankenburg und Cönnern eine über ungefähr 12 Quadratmeilen ausgedehnte Rogensteinablagerung. Bei Wolfenbüttel sind die

Rogensteinkörner zu fussgrossen Kugeln verwachsen. In der Muschelkalkformation lagern oolithische K.e am Seeberg bei Gotha, bei Jena, wo die Oolithkörner aus abwechselnden braunen und graulichgelben Schalen bestehen, in der Gegend von Hildesheim, Braunschweig, Wartenberg bei Donaueschingen und Rohrbach bei Heidelberg. In dem alpinen Keuper scheinen oolithartige Ablagerungen eine nicht unerhebliche Rolle zu spielen (Gümbel, Bayerisches Alpengebirge 1861. 120. 221. 261).

Der Jura ist das Hauptverbreitungsgebiet der oolithischen K.e; so zieht sich vom Breisgau an der Westseite des Schwarzwaldes über Basel, den Schweizer Jura, durch die Bourgogne und Normandie bis nach England (Oxfordshire, Yorkshire) hinüber ein mächtiger hellfarbiger oolithischer K., der fast die Hauptmasse des mittleren braunen Jura bildet. In der Kreideformation sind oolithische K.e selten; man kennt sie von Saint-Andéol im s.ö. Frankreich, von Noseroy im Dép. des Doubs; ebenfalls aus der Neocombildung der Krim. Gümbel erwähnt ferner Oolithe aus dem Neocom der bayerischen Alpen (a. a. O. 535). Sorby berichtet über das Vorkommen von Oolithen unter den tertiären Ablagerungen der Insel Wight. Vielfach verbreitet in den sarmatischen Schichten des Wiener Tertiärbeckens (Fuchs, Sitzgsber. Wiener Akad. 1877. I. Abth.).

Durch Auflösung der Oolithkörner von innen nach aussen nehmen die Kalke ein feinporöses wie von Nadelstichen durchbohrtes Ansehen an; hierher gehört der im Muschelkalk lagernde sog. Schaumkalk; vgl. u. a. Schillbach, Mikrosk. Untersuchung des Schaumkalks bei Jena; Inaug.-Diss. Jena 1890; hier wird berichtet, dass der Schaumkalk von Jena eine Strandbildung und zwar wesentlich ein chemischer Absatz sei, in welchem allothigene Mineralpartikel fehlen und dass die Auslaugung des Centrums der Oolithkörner kurz nach ihrer Bildung und noch während ihrer Anhäufung zu einem Gestein stattgefunden habe.

Poröser Kalkstein.

Dazu gehören:

Travertin. Fasst man mit Naumann diesen Gesteinsnamen in seiner weitesten Bedeutung, so sind zwei Varietäten des Travertins, der schalige und der dichte zu unterscheiden. Der schalige Tr. besteht aus cylindrischen, concentrisch-schaligen, zartfaserigen Kalkröhren, welche regellos durcheinander liegen; mit den faserigen Schalen wechseln oft erdige ab. Diese cylindrischen Schalen haben sich meist als Incrustationen um Pflanzenstengel angesetzt. Der dichte Tr. dagegen ist ein dichter fester Kalkstein von gelblichweisser Farbe und splitterigem Bruch, durchzogen von kleineren und grösseren meist platten und in paralleler Richtung langgestreckten Hohlräumen, von denen wenigstens die kleineren ebenfalls vielfach von Pflanzenformen herrühren. Diese Tr.e lagern vorzugsweise in den Abruzzen von Aquasanta bis jenseits Civitella, um Tivoli (wo die Cascaden des Anio), Civita vecchia, Aventino, Viterbo, Orvieto, Ascoli, wo sie über 300 Fuss hohe Felsen zusammensetzen und bilden sich noch heute fort. Als zufällige Einschlüsse umhüllt der Tr. Bruchstücke von Laven, Bimssteinen, Körner von Feldspath, Leucit, Augit, Glimmerschuppen, Kalksteingeschiebe.

Wassermoose und Algen haben nach Cohn die erste Veranlassung auch zur Travertinbildung von Tivoli gegeben, indem sie dem kalkhaltigen Wasser die Kohlensäure entzogen (vgl. S. 459); der weitere Verlauf der Steinbildung geht indessen unabhängig vom pflanzlichen Leben vor sich, denn da die Moosincrustationen in den

lockeren Kalksinter, dieser in dichten Tr. übergeht, so füllen sich die ursprünglich weiten Poren der Masse fortdauernd mehr und mehr mit krystallinischer Substanz an, ohne dass dazu die in der Kalkkruste erstickten und vermoderten Pflanzen beitragen. — An den Mammoth-Hot-Springs im Yellowstone National Park bedecken nach Weed travertinartige vorzugsweise durch Algen gebildete Kalksinter ein Gebiet von ca. 20 engl. Q.-Meilen bis zu einer Höhe von 250 F.

Vgl. L. v. Buch, Geogn. Beob. auf Reisen u. s. w. 1809. II. 21.
F. Cohn, N. Jahrb. f. Min. 1864. 580.
vom Rath, Tivoli, Z. geol. Ges. XVIII. 1866. 502.
Weed, IX. Ann. Report U. S. geolog. Survey. Washington 1889. 613.

Kalktuff (tufaceous limestone, chaux carbonatée incrustante), ein feinkörnig erdiger K., porös, zellig, durchlöchert, ein Incrustat von bunt zusammengehäuften und innig verwebten röhrigen Pflanzenstengeln, Blättern, Moosen und anderen vegetabilischen Resten darstellend, wie ein in Kalkmasse verwandelter Torf. Die Farben sind licht, weisslich, graulich, gelblich. Ausser den Pflanzenresten schliessen die Kalktuffe Schnecken, Muscheln, Knochen von Land- und Süsswasserthieren ein, die organischen Überreste gehören zum grossen Theil noch lebenden Arten an. Der Kalktuff scheint von geringem Gewicht, ist wenig fest und leicht zersprengbar, bald deutlich, bald undeutlich geschichtet. Dieses Gestein bildet oberflächliche Ablagerungen von sehr wechselnder Mächtigkeit auf den verschiedensten Formationen und setzt sich noch fort und fort aus kalkhaltigen Gewässern ab: Cannstatt und Urach in Württemberg, Binau in Baden, Oeningen am Bodensee, Baden bei Wien, Tonna und Langensalza in Thüringen, Mühlhausen, Robschütz unweit Meissen, Elmgebirge unweit Königslutter in Braunschweig, Umgegend von Paris und Fontainebleau; verbreitet in den Dépp. Puy-de-Dôme und Cantal. In Ungarn: Blocksberg bei Ofen; Gegend von Palaton, Tihany.

Süsswasserkalk (Limnocalcit, Calcaire lacustre, calcaire d'eau douce). Dichter bisweilen erdiger, meistens poröser und cavernöser Kalkstein von graulicher, röthlicher oder gelblicher Farbe und muscheligem oder feinsplitterigem Bruch. Die röhrenförmigen Hohlräume sind einander parallel und stehen senkrecht auf der Schichtung. Kalkstein, Hornstein und Feuerstein, Menilit bilden mitunter Nester oder Trümer. Reich an Schalen von Süsswasserconchylien, (Paludina, Planorbis, Limnaeus, Cyrene), Crustaceen (Cypris), Zähnen und Gebeinen von Landthieren, Land- und Süsswasserpflanzen, so stellenweise in Kalktuff übergehend, kommt daher auch mit diesem vor.

Der unterdiluviale Süsswasserkalk von Westerweyhe bei Uelzen enthält zahlreiche Diatomeenformen des süssen Wassers. Tamnau erwähnt in böhmischen Süsswasserkalken mit Planorben und Lymnaeen eine Menge von Hornblende- und Augitkrystallen (Z. geol. Ges. 1851. 211). In dem Süsswasserkalk von Uelzen fand Keilhack 4,94% Magnetkies. Zu den bekannteren Vorkommnissen gehören: Süsswasserkalke in dem Purbeck der Halbinsel Portland; die eocänen Süsswasserkalke der Umgegend von Paris und von Aix-en Provence, von Buchsweiler im Elsass, die oft bituminösen und dunkelgefärbten der Cosinaschichten in Dalmatien und Istrien; die unteroligocänen von Moosbrunn und vom Eichkogel bei Mödling; die miocänen der Umgegend

von Ulm und Steinheim, der Becken von Mainz, Teplitz und Eger in Böhmen, von Paris (Calcaire de la Beauce), von Issoire und Aurillac in der Auvergne, des Allierthals. Auch in dem norddeutschen Diluvium findet sich eine Anzahl von Süsswasserkalk-Ablagerungen (z. B. Rosche, Teyendorf, Honerdingen, Neuenvörde in Hannover; Laufer, Jahrb. d. pr. geol. Landesanst. f. 1883. 310); für einen Theil derselben macht Keilhack ein präglaciales Alter geltend (ebendas. f. 1882. 133).

Indusienkalke sind solche Süsswasserkalke, deren röhrenförmige Hohlräume aus den sog. Indusien bestehen, d. h. aus den etwa 3 cm langen und 5—6 mm weiten, an einem Ende offenen, am anderen sphaerisch geschlossenen Gehäusen, welche sich die Phryganiden (Frühlingsfliegen) zur Aufnahme der Larven aus kleinen Gesteinspartikelchen aufbauen. In der Auvergne bildet solcher Indusien- oder Phryganeenkalk weitverbreitete Lager von 2—3 m Mächtigkeit.

Kreide (chalk, craie).

Die Kreide ist ein feinerdiger, weicher und milder, oft abfärbender kohlensaurer Kalk, mit mattem Bruch und weisslichen, gelblichen, graulichen Farben, welcher zum grossen Theil aus kleinen Kalkscheibchen und Foraminiferenschalen besteht.

Nachdem schon seit 1826 Alcide d'Orbigny, Nilsson, Pusch und Lonsdale einzelne grössere Foraminiferen in der französischen, dänischen, galizischen und englischen Kreide nachgewiesen, that Ehrenberg 1838 dar, dass auch die eigentliche Masse derselben oft vorzugsweise aus Schalen-Überresten mikroskopischer Foraminiferen und eigenthümlichen Kalkscheibchen zusammengesetzt sei. Die letzteren, welche man mit Deutlichkeit erst bei einer Vergrösserung von 500 erkennen kann, sind nach Ehrenberg von elliptischem Umriss, einem Durchmesser von $\frac{1}{480}$—$\frac{1}{190}$ Linie (0,0047—0,012 mm) und am Rande um den inneren Kern von einem gegliederten Ring cingefasst. Die kalkigen Foraminiferen-Schalen besitzen Durchmesser von $\frac{1}{288}$—$\frac{1}{24}$ Linie (0,0078—0,095 mm) und gehören hauptsächlich den Geschlechtern Textularia (aspera, globosa, aciculata, striata), Rotalia (globulosa), Planulina (turgida), Globigerina und Rosalina an; bisweilen gesellen sich kieselige Panzer von Diatomeen hinzu. Nach Ehrenberg's Forschungen walten in der südeuropäischen Kreide um das Becken des Mittelmeers die Foraminiferen, in der norddeutschen die Kalkscheibchen vor. — Sorby wies zuerst nach, dass die elliptischen Kalkscheibchen der Kreide, nicht wie Ehrenberg beschrieb und abbildete, flach seien, sondern nach Art der Uhrgläser eine concave und convexe Seite besitzen. Zugleich sprach er sich für die organische Herkunft dieser Gebilde aus.

Als im J. 1858 Huxley's Bericht über die Tiefsee-Sondirungen im atlantischen Meer erschien, war Sorby der erste, welcher auf den Zusammenhang zwischen den Kreide-Kalkscheibchen und denjenigen rundlichen Kalkgebilden aufmerksam machte, welche Huxley in dem Meeresboden-Schlamm aus Tiefen von 1700—2400 Faden beobachtet und Coccolithen genannt hatte. Diese den Kalkscheibchen der Kreide im Allgemeinen entsprechenden Körper des heutigen Tiefseeschlammes wurden von Huxley 1868 in zwei verschiedene Formen, die

Discolithen und Cyatholithen getrennt; die ersteren sind einfache, kreisrunde oder elliptische, oben convexe, unten ausgehöhlte Gebilde, concentrisch geschichtet, wie Stärkemehl-Körnchen und besitzen in ihren grösseren Formen einen Durchmesser von ca. 0,01—0,015 mm. Die Cyatholithen sind aus zwei mit ihren parallelen Flächen eng verbundenen Scheiben zusammengesetzt, von denen meistens die kleinere eben, die grössere convex gewölbt ist; sie haben daher genau die Form von gewöhnlichen Hemdenknöpfchen oder Manschettenknöpfchen. Mehrere solcher Scheiben ballen sich zu Kugeln, den sog. Coccosphären zusammen. Die Coccolithen sind oft fein radialfaserig struirt, so dass sie zwischen gekreuzten Nicols ein Interferenzkreuz zeigen. Die Coccolithen und Coccosphären kommen in allen Meeren und in allen Tiefen vor, doch nehmen sie nach den Beobachtungen der Challenger-Expedition südlich vom Cap der guten Hoffnung beträchtlich an Häufigkeit ab. Von Ehrenberg (Abhandl. Berl. Akad. 1872. 361) und von H. Vogelsang (Die Krystalliten, Bonn 1875. 103) wird die organische Natur dieser Körperchen bestritten.

Übrigens ist in sehr vielen Kreiden ausser den organischen Formen noch kohlensaurer Kalk in allerfeinsten zusammengehäuften Partikelchen vorhanden. Darauf, dass die Kreide nicht, wie man jetzt noch vielfach, insbesondere auf G. Rose's Angabe hin annimmt, amorpher kohlensaurer Kalk sei, sondern dass jedes abgeschabte Stäubchen derselben im polarisirten Licht doppeltbrechend ist, hat schon 1870 Fr. Jos. Kaufmann sehr richtig hingewiesen (Verh. geol. R.-Anst. 207).

»In ungeheurer Menge bedecken die Schälchen der Foraminiferen-Gattungen Globigerina, Orbulina und Pulvinulina den Boden des atlantischen Meeres in grösserer Entfernung von den Küsten und bilden daselbst eine kreideähnliche Ablagerung von ansehnlicher Mächtigkeit. Nach den Untersuchungen der Challenger-Expedition ist überhaupt der Boden des Oceans bis zu einer Tiefe von etwa 2300 Faden fast überall mit »Globigerina-Schlamm« bedeckt, in welchem ausser Foraminiferen-Gehäusen noch grosse Mengen von Coccolithen und Coccosphären, ferner mehr vereinzelt Trümmer von kalkigen und kieseligen Schalen oder Skelettheilen von Mollusken, Korallen, Bryozoen, Radiolarien, Spongien, Diatomeen u. s. w., sowie eingeschwemmte kleine Fragmente mineralischen Ursprungs vorkommen. Die chemische Analyse des getrockneten Tiefseeschlammes ergibt meist etwa 50—60 % $CaCO_3$, 20—30 % SiO_2 und 10—20 % Al_2O_3, Fe_2O_3, phosphorsaure Magnesia, also eine den gewöhnlichen unreinen Kalksteinen ziemlich genau entsprechende Zusammensetzung. Zuweilen herrschen auch die organischen, aus kohlensaurem Kalk bestehenden Schälchen vor, und derartige Proben von Tiefseeschlamm stimmen sowohl in ihrer chemischen Beschaffenheit als auch bei mikroskopischer Betrachtung fast genau mit der weissen Kreide von Nord-Europa überein. Mit vollem Recht kann man darum sagen, dass sich noch jetzt stellenweise auf dem Grunde des Oceans weisse Kreide ablagert, und jedenfalls sind die mächtigen Schichten unserer norddeutschen, englischen und französischen Kreide unter ähnlichen Verhältnissen, wie der heutige Globigerinen-Schlamm entstanden« (Zittel, Handbuch der Palaeontologie I. 68). Der berühmte Baustein der Insel Malta ist zufolge John Murray ein weicher zarter feintuffiger Kalkstein des Tertiärs von ca. 250 Fuss Mächtigkeit, welcher zum weitaus grössten Theil aus Globigerinen besteht, vollständig dem recenten Globigerinenschlamm ähnlich (Scotl. geograph. magazine VI. 1890).

Doch ist andererseits Cayeux zu dem Resultat gelangt, dass die turonische und senonische Kreide im Norden Frankreichs nicht als ein pelagischer Absatz gelten kann und mit Globigerinenschlamm nur eine scheinbare Ähnlichkeit besitzt, indem bei ihr Foraminiferen, Spongienreste, Schalenstücke von Lamellibranchiaten blos zerstreut in einer Art von feinschlammigem Kalkcäment liegen, welches wohl von der Zertrümmerung von Kalkschalen herrührt; er hält das Material für »terrigenen« Ursprungs und verlegt das Absatzgebiet in kurze Entfernung von den Küsten und geringe Wassertiefe.

Bei der allerdings sehr unreinen Kreide von Lille erhielt Cayeux: 52% Foraminiferen, 3,3 % kalkige Mollusken, Bryozoen, Korallen, Echinodermen, Crustaceen als Bruchstücke, 39,12% Thon, 4,4% allothigene Mineralien, nämlich Quarz (eckig, abgerundet, krystallisirt, körnig aggregirt), Turmalin (grün, bräunlichgelb, schwarz), Zirkon, Rutil, Granat, Plagioklas, Orthoklas, 0,75% Glaukonit und Pyrit, 0,43% kieselige Organismen, namentlich Spongiarien und Stelleriden; auch isolirte er Brookit aus nordfranzösischer Kreide (Comptes rendus CXII. 1891. 969). In dem nach Lösung in HCl verbleibenden Rückstand einer weissen Schreibkreide der Champagne fand H. Thürach selten Anatas, Brookit, Zirkon, Rutil, Tumalin.

Vgl. Ehrenberg, Poggend. Ann. XXXIX. 1836. 101. und XLVII. 1839. 502. Die Bildung der europäischen, libyschen und arabischen Kreidefelsen aus mikroskopischen Organismen. Berlin 1839. Mikrogeologie. Leipzig 1854. N. Jahrb. f. Min. 1861. 785.
Sorby in Annals and Magaz. of nat. hist. (3) VIII. 1861. 193.
Huxley, Deep-Sea Soundings in the north atlantic ocean, made in H. M. S. Cyclops, London 1858.
Wallich, Annals a. Magaz. of nat. hist. (3) VIII. 52.
Wyville Thomson, Proceed. of royal soc. 1874.
Gümbel, N. Jahrb. f. Miner. 1870. 753.
Haeckel, Das Leben in d. grössten Meerestiefen, Berlin 1870.
Cayeux, Ann. soc. géol. du Nord XVII. 1890. 283; XIX. 6. Mai 1891. — 24. Juni 1891.

Durch eine Beimengung von Eisenoxyd oder Thon wird die im reinsten Zustand vollständig weisse, weiche und schreibende Kr. gelblich, röthlich, grünlich, etwas härter und nicht schreibend. Eine mergelige Kreide ist die gelbliche Kr. (craie jaune) der Touraine, in den Dépp. der Indre und Loire. Ähnlich sind die gelblichweissen Kreidemergel von Haldem und Lemförde in Westphalen und von Nagorzany bei Lemberg. Zerkleinerte Überreste von Korallen, Echiniden und Mollusken sind oft in grosser Menge in der Kr. enthalten. An solchen Korallenbruchstücken reiche Kr. nennt man Korallenkreide (Fünen, Seeland, Jütland bis n. vom Liimfjord), der Liimsteen der Dänen.

Als accessorische Bestandtheile sind zu nennen: Rundliche, ellipsoidische und unförmlich gestaltete Knollen von Feuerstein, im Inneren meist dunkelgrau bis schwarz, aussen mit matter erdiger weisser Rinde, oft in ausserordentlich grosser Menge in der Kr. liegend, gewöhnlich scharf abgesondert, manchmal aber auch damit verfliessend; sie sind vielfach in regelmässig und schnurgerade verlaufende Lagen vertheilt, wodurch eine gewisse Schichtung in der an sich oft undeutlich geschichteten Kr. hervorgerufen wird. Auch gibt es zusammenhängende, bisweilen über fussmächtige Lager von Feuerstein. Mitunter durchziehen gang-

förmige Platten von Feuerstein die Kr. Merkwürdiger Weise ist die südeuropäische Kr. ungemein arm an Feuersteinknollen. Grüne Glaukonitkörnchen finden sich oft in beträchtlicher Anzahl der Kr. beigemengt, welche dann glaukonitische Kreide (Glauconie crayeuse oder craie chloritée) heisst. Kalkspath bildet hier und da Trümer und Nester, Eisenkies und Strahlkies erscheinen häufig in Krystallgruppen, Kugeln und Knollen, zumal in der englischen Kr., und vererzen nicht selten die grösseren Organismenreste. Grünlichgraue dichte Knollen eines unreinen phosphorsauren Kalks von Nussgrösse bis über 1 Fuss im Durchmesser kommen vielorts im Gebiete der nordfranzösischen Kreideformation, z. B. am Cap la Hève bei Havre de Grace vor. Nach Bobierre enthalten sie 32—70 % Kalkphosphat.

Unter den Abänderungen der Kreide ist noch der Kreidetuff (craie tuffeau) von Maestricht zu erwähnen, welcher hauptsächlich dort am Petersberg und bei Fauquemont (Falkenberg) durch weitausgedehnte unterirdische Steinbrüche aufgeschlossen ist. Er ist ein gelblichweisses bis ockergelbes, weiches, zerreibliches Aggregat von zertrümmerten und fein zerriebenen, lose mit einander zusammenhängenden Resten von Korallen, Bryozoen, Foraminiferen, Echiniden, Conchylien u. s. w. Nebenbei kommen zahlreiche wohlerhaltene grössere Fossilreste darin vor. H. Thürach fand darin u. d. M. Staurolith (häufig), auch Zirkon, Turmalin, Granat, Rutil, Anatas (selten).

Die eigentliche weisse Kreide ist überall nur ein Glied der Senonbildung, der obersten Etage der Kreideformation; sie bildet vielfach schroffe pittoreske Felsformen mit steilen Abstürzen. Ihre hauptsächlichsten Verbreitungsbezirke sind: In England an der Südküste um Dover, zwischen Beachy-Head und Brighton, Insel Wight; im Inneren n. und s. einer von Bovey in Devonshire bis an die Küste von Norfolk gezogenen Linie; auch in den nördlichen Grafschaften York (Flamborough-Head) und Lincoln; ferner, ausserordentlich feuersteinreich, am n.ö. Küstenrande von Irland. In Frankreich ist die weisse Kreide in den Dépp. Pas de Calais, der Oise, Somme, der unteren Seine, der Aisne, der Ardennen, der Aube, Marne und Seine sehr verbreitet, in den beiden letzten Dépp. häufig von Pisolithenkalk bedeckt. In der Gegend von Aachen und Maestricht, durch die Tuffkreide überlagert. Ostsee-Inseln Rügen (Stubbenkammer, 400 Fuss hoch), Möen (Möensklint), Seeland (Stevnsklint, alle Vorgebirge auf der Ostseite der Inseln). In Südrussland am Donetz.

Ausser der Kreide gibt es noch viele andere Kalksteine, welche vorwiegend oder grossentheils aus kalkigen Thierresten zusammengesetzt sind, sogenannte zoogene Kalksteine; dahin gehören:

Muschelconglomerat oder Muschelmergel, jüngere Bildung in Küstengegenden.

Crinoidenkalkstein, vorwaltend aus Crinoidenstielgliedern, die in Kalkspath verändert sind, bestehend.

Korallenkalkstein, aus Korallenresten zusammengesetzt, die durch Kalk verkittet sind.

Miliolitenkalkstein, K., der fast nur aus Milioliten (den Foraminiferengenera Triloculina, Quinqueloculina, Alveolina) besteht, die man meist schon mit blossem Auge erkennen kann; im Tertiärbecken von Paris.

Nummulitenkalkstein, gelber, grauer, brauner K., meist etwas mit Sand gemengt, oft ausschliesslich aus linsenförmigen Nummuliten zusammengesetzt. Ein Glied der eocänen Tertiärformation kann der Nummulitenk. als ein nur wenig unterbrochener Zug von Spanien und Marokko aus durch die zu beiden Seiten des Mittelmeers gelegenen Länder, durch die ganzen Alpen und Karpathen, durch die Apenninen, Griechenland und die Türkei nach Egypten, Kleinasien und der Krim und weiterhin durch Persien und Ostindien bis an die Grenzen von China verfolgt werden.

Bryozoenkalk, grösstentheils aus Bryozoen und deren Fragmenten zusammengesetzt; dazu gehört z. B. ein Theil des Faxekalks am Faxebakken in Dänemark (N. Jahrb. f. Min. 1867. 546).

In letzterer Zeit hat man auch sehr ausgedehnte Kalksteine kennen gelernt, welche in erster Linie aus fossilen Kalkalgen bestehen. Letztere sind einestheils gequirlte Siphoneen, z. B. Gyroporella Gümb.; Triaskalksteine der südlichen Alpen, im Wettersteingebirge, an der Zugspitz, kurz von der Schweiz an bis nach Ungarn, ein Theil der südtiroler Dolomite (Mendola, Gardasee) bestehen zum grössten Theil aus Gyroporellen-Cylindern oder -Bruchstücken, welche sich ebenfalls im Muschelkalk Oberschlesiens und des Vicentinischen (Recoaro), massenhaft in den Kreidekalken des s. Libanons finden. Andererseits gehören zu den Kalkalgen die früher unter den Namen Nulliporen, Celleporen und Milleporen zu den Korallen gerechneten Lithothamnien; der sog. Leitha- oder Nulliporenkalk bei Wien, der Nulliporenkalk Algiers, der sog. Granitmarmor der Nummulitenformation, die obersten Lagen des Pariser Pisolithenkalks (welche zu $\frac{8}{10}$ aus diesen Kalkalgen bestehen) enthalten dieselben in ungeheurer Massenhaftigkeit (vgl. Gümbel, Abhandl. d. bayer. Ak. d. W. II. Cl. XI. Bd. 1872). In ungarischen Kreide- und Jurakalken fand sie M. v. Hantken in bedeutender Menge. An den Küsten von S. Thomas, S. Vincent und den Inseln des grünen Vorgebirges beobachtete Moseley die Entstehung sehr ausgedehnter Ablagerungen von Kalk lediglich unter dem Einfluss von Kalkalgen, sowohl Siphoneen als Corallineen. Vgl. auch Steinmann, N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 130; G. Bornemann, Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 352.

Kalksteine haben sich während aller geologischen Formationen des verschiedensten Alters gebildet. Man hat diesen verschiedenalterigen Kalksteinen, die eigentlich Varietäten in geologischer Hinsicht darstellen, besondere Namen gegeben, welche sich meistens an die in ihnen enthaltenen Versteinerungen, an das durch diese bezeichnete Niveau, oder an einen für ihr Vorkommen charakteristischen Ort knüpfen. Die Fossilreste und die Lagerungsverhältnisse sind die einzigen Anhaltspunkte zur Erkennung dieser geologischen Kalksteinvarietäten, welche sich nur selten durch ihre petrographische Ausbildungsweise auseinanderhalten lassen. In Folgendem seien die in dieser Hinsicht gewöhnlich unterschiedenen Kalksteinvarietäten möglichst vollzählig ihrem Altersverhältnisse nach, in kurzer Übersicht zusammengestellt.

Laurentian-Kalksteine, mit Gneiss verbunden, älteste vorsilurische Schichten in Canada und New-York.
Ceratopygen-Kalk, zum obersten Cambrium Norwegens gehörend.
Chasmops- und Trinucleus-Kalk, zum Untersilur Skandinaviens.
Echinosphaeriten-Kalk, zum Untersilur Skandinaviens.
Vaginatenkalk, dem Untersilur Esthlands angehörig.
Chazy-Kalkstein, zur canadischen Gruppe des nordamerikanischen Untersilurs.
Trenton-Kalk, Blackriver-Kalk, Vogelaugen-Kalk (Birdseye-limestone), zur Trenton-Gruppe des nordamerikanischen Untersilurs.
Clinton-Kalkstein, zur Niagara-Gruppe, d. h. dem unteren Obersilur Nordamerikas gehörig.
Wenlock-Kalkstein, über den Wenlock-Schiefern lagernd, dem englischen Obersilur angehörend (Wenlock-Gruppe in Shropshire).
Aymestry-Kalkstein, zwischen dem unteren und oberen Ludlow-Schiefer lagernd, dem englischen Obersilur angehörend (Ludlow-Gruppe in Shropshire).
Littener Kalkstein, Koniépruser Kalkstein, Braniker Kalkstein } dem böhmischen Obersilur (z. Th. Devon?) angehörend.
Gottland-Kalkstein, dem Obersilur der Insel Gottland angehörend.
Orthoceras-Kalkstein mit Orthoceratiten, dem südnorwegischen Obersilur angehörend.
Niagara-Kalkstein, der Niagara-Gruppe des nordamerikanischen Obersilurs angehörend (Canada, New-York, Ohio, Indiana, Illinois, Wisconsin, Jowa). In derselben Gruppe findet sich auch der Guelph-Kalkstein.
Onondaga-Kalkstein und hornsteinführender Kalkstein (corniferous limestone), zu der Upper-Heldberg-epoch der unteren nordamerikanischen Devonformation.
Tully-Kalkstein, zu derselben Formation gehörend, aber eine höhere Etage einnehmend.
Eifeler Kalkstein, die mittlere Abtheilung der rheinischen Devonformation.
Calceola-Kalk mit Calceola sandalina, die untere Etage des Eifeler Kalks darstellend.
Stringocephalen-Kalkstein mit Stringocephalus Burtini Desfr. (Elberfelder K.) in der Eifel, Westphalen, Nassau und dem Harz, das oberste Mitteldevon bezeichnend.
Goniatiten-Kalk und Clymenien-Kalk, zum Oberdevon gehörig, hierher auch der Iberger Kalk am Harz.
Cuboides-Kalk, mit Rhynchonella cuboides, zum Oberdevon der Eifel.
Kohlenkalkstein (Bergkalk, carboniferous limestone, mountain limestone, metalliferous limestone, calcaire houiller), die tiefste marine Etage der Steinkohlenformation, z. B. in England (Bristol, Südwales, Derbyshire, Cumberland, Northumberland, Monmonthshire), Schottland, Irland, Belgien (Lüttich, Namur, Mons), Rheinpreussen (Aachen), Westphalen, Russland, Nordamerika (Michigan, Illinois, Indiana, Kentucky, Tennessee).
Culmkalkstein, Aequivalent des eigentlichen Kohlenkalksteins, oft denselben vertretend, auch Plattenkalkstein genannt.
Burdie-House-Kalkstein, zum unteren Carbon Schottlands gehörig.
Burlington-, Keokuk-, Warsaw-Kalk (auch Archimedes-Kalk mit Archimedes reversa), St. Louis-, Kaskaskia-Kalkstein, zur unteren Steinkohlenformation des Mississippithales, namentlich in Illinois und Jowa.
Bellerophonkalk, zum Perm, Rothliegenden der tiroler Alpen.
Zechsteinkalk, das Hauptglied der Zechsteinformation Deutschlands. Magnesian limestone, dolomitisch, vertritt den vorhergehenden in England.

Wellenkalk, der unteren deutschen Muschelkalkformation angehörend (Württemberg, Baden, Braunschweig, Hannover, Thüringen, Oberschlesien).

Schaumkalk, ein feinporiger, bei Vergrösserung fast schwammartig erscheinender Kalkstein, zum Muschelkalk gehörend, hauptsächlich in der unteren Etage mit dem Wellenkalk wechsellagernd; nach Quenstedt's und v. Strombeck's Vermuthung stammen die Poren von zerstörten Oolithkörnern her; dieser Ansicht schloss sich auch Frantzen, entgegen der abweichenden Auffassung von J. G. Bornemann an (vgl. auch S. 472).

Hauptmuschelkalk, Friedrichshaller Kalkstein (v. Alberti), typischer Muschelkalk (v. Strombeck), die obere Etage der Muschelkalkformation bildend.

Terebratula-Kalk mit Terebratula vulgaris Schl. Encriniten-Kalk oder Trochiten-Kalk mit Encrinus liliiformis Lam. Turbiniten-Kalk mit Turbo gregarius Münst. Gervillien-Kalk mit Gervillia socialis Quenst. Lima- oder Striata-Kalk mit Lima striata Goldf.	zur Muschelkalkformation gehörig.

Ceratiten- oder Nodosen-Kalk, mit Ceratites nodosus, zum oberen Muschelkalk, den Encriniten- oder Trochitenkalk überlagernd.

Opatowitzer Kalkstein bildet die obere Etage der oberschlesischen Muschelkalkformation von Tarnowitz.

Guttensteiner Kalk, zur unteren alpinen Trias gehörend, dem Röth (oberen Buntsandstein) oder dem unteren Muschelkalk entsprechend.

Virgloria-Kalk, zerfallend in den Recoaro-Kalk und den Reiflinger Kalk, zur unteren Etage der oberen alpinen Trias gehörig, entsprechend dem Wellenkalk.

Buchensteiner Kalk, ein unteres Glied der oberen alpinen Trias.

Hallstätter Kalk, zur oberen alpinen Trias gehörend, Aequivalent des unteren Keupers; in den bayerischen Alpen durch den Wetterstein-Kalk, in Vorarlberg durch den Arlberg-Kalk, in den lombardischen Alpen z. Th. durch den Esino-Kalkstein vertreten.

Dachstein-Kalk, ein Glied der rhätischen Formation, Grenzbildung zwischen Keuper und Lias in den Ostalpen.

Blegny-Kalkstein zum unteren Lias der Franche Comté gehörend.

Arieten-Kalk mit Arieten-Ammoniten, oberste Schicht des Lias α in Schwaben.

Arcuaten-Kalk oder Gryphaeenkalk mit Gryphaea arcuata Lam., ebenfalls dem unteren Lias angehörend.

Davooi-Kalk mit Ammonites (Dactylioceras) Davoei Sow., im Lias γ Schwabens.

Costaten-Kalk mit Amm. (Pleuroceras) costatus Schl. zum Lias δ Schwabens.

Hierlatz-Kalk Adnether Kalk Enzesfelder Kalk Grestener Kalk	verschiedene Facies des Lias in den österreichischen Alpen.

Inferior Oolite und Great Oolite oder Bath-Oolite, untere englische Juraformation (brauner J.).

Forest marble Cornbrash	die obersten Schichten des Great Oolite (br. J.).

Kellowayrock, die untersten Kalkschichten der mittleren englischen Juraformation (Wiltshire, Yorkshire).

Coralrag, die oberste Etage der mittleren englischen Juraformation (weisser J.).

Portlandstone, die oberste Etage der oberen englischen Juraformation (weisser J.).

Ostreen-Kalk mit Ostrea Marshi cristagalli, eduliformis und pectiniformis, zum braunen Jura δ Schwabens.

Macrocephalus - Kalkstein mit Ammonites (Macrocephalites) macrocephalus Schl., oberes Glied des schwäbischen braunen Jura ε (Aequival. des Kellowayrock).

Coronaten-Kalk mit Ammonites (Cosmoceras) coronatus Schl., dem unteren braunen Jura Badens angehörend.

Klaus-Kalkschichten, local in den östlichen Theilen der Nordalpen mit einer Fauna, welche den oberen Abtheilungen des braunen Jura entspricht.

Vilser Kalkstein, dem unteren alpinen weissen Jura angehörig, auch in Ungarn.

Spongiten-Kalkstein, spongienreiche Kalksteine der unteren weissen Juraformation.

Impressa-Kalk mit Terebratula impressa Bronn, den schwäbischen weissen Jura α bildend.

Nattheimer Korallenkalk, zum oberen weissen Jura ε gehörend.

Plattenkalk, nach oben Krebsscheerenkalk, zum schwäbischen weissen Jura ζ gehörend.

Diceras-Kalk mit Diceraten, im fränkischen, schweizer und französischen unteren weissen Jura, etwas oberhalb des Coralrag und der Spongiten-Kalke gelagert.

Astarten-Kalk mit Astarte supracorallina Orb., dem oberen weissen Jura angehörend (Kimmeridgegruppe); (Juragebirge und nördliches Frankreich).

Pteroceras-Kalk mit Pteroceras Oceani, ebenfalls dem oberen weissen Jura (mittlerem Kimmeridge) angehörend (Schweiz, nördliches Deutschland).

Eimbeckhäuser Plattenkalk zum oberen Jura (Portland) der Gegend von Hannover.

Diphya-Kalk mit Terebratula diphya namentlich in den südtiroler und venetianer Alpen, bezeichnet die untere Abtheilung der tithonischen Etage, einer Zwischenbildung zwischen weissem Jura und Kreide, welche jedenfalls dem ersteren näher steht, als der letzteren; ihm entspricht der

Klippenkalk (Rogozniker Kalk) in den Karpathenländern, namentlich Galizien.

Stramberger Kalk, ein höheres Niveau in der tithonischen Etage einnehmend (Rhaetikon und Berner Oberland in der Schweiz, Hallstatt, Salzkammergut, Mähren, Krakau bis in die Karpathen); auch

Nerineenkalk genannt, wegen seines Reichthums an Nerinea.

Purbeck-Kalkstein oder Ashburnhamkalk, untere Etage der Wealdenformation in England.

Serpuliten-Kalkstein mit Serpula coacervata Blumenb., Aequivalent des Purbeck-Kalks in der norddeutschen Wealdenformation.

Hils-Kalkstein zur unteren Neocombildung der subhercynischen Kreideformation.

Plänerkalk zur Turonbildung der Kreideformation gehörend (Westphalen, Hannover, Braunschweig, Sachsen, Böhmen).

Spatangen-Kalk mit vielen Spatangen, zur Neocombildung gehörend; Schweizer Alpen, Karst, südl. Frankreich.

Hippuriten-Kalk, Rudisten-Kalk, Caprotinenkalk (Hieroglyphenkalk), verschiedenen Zonen der Kreideformation angehörend.

Caprinellen-Kalk mit vielen Caprinellen, zu den Rudisten-Kalken gehörend (Südfrankreich).

Aptychen-Kalk, an Aptychen reich, in der alpinen Neocombildung, doch gibt es auch im Jura und Tithon Aptychen-Kalke.

Schrattenkalk, zur oberen Neocombildung der bayerischen Alpen gehörend.

Teschener Kalkstein, zum Neocom Oberschlesiens und Polens.

Sewen-Kalkstein, das untere Glied der oberen Kreideformation in den schweizer und bayerischen Alpen.

Gosau-Kalke, Turonbildungen der Alpen.

Faxöe-Kalk, der obersten senonen Kreide angehörend (Seeland u. s. w.).

Scaglia-Kalkstein, das oberste Glied der Kreideformation Italiens.
Grobkalk (calcaire grossier) im nordfranzösischen Tertiärbecken zum mittleren Eocän gehörig, über dem unteren Meeressand lagernd.
Milioliten-Kalk mit Miliolites trigonula Lam., dem mittleren Grobkalk angehörend.
Nummuliten-Kalkstein, zur eocänen Nummulitenbildung gehörend, weit verbreitet.
Meloniten-Kalk mit Melonites sphaerica zur Nummulitenbildung gehörend.
Alberese, kalkige Gesteine des italienischen Eocäns.
Bembridge-Kalk, eocäner Kalk im südlichen England (Insel Wight).
Buchsweiler Kalk, zum mittleren limnischen Eocän des Elsass.
Asterienkalk von Bordeaux, zur Tongerischen Stufe (Oligocän).
Kalkstein von Beauce, Süsswasserbildung im oberen Oligocän des Seinebeckens.
Cerithienkalk, Landschneckenkalk, Corbiculakalk, Litorinellenkalk, Glieder des Miocäns im Mainzer Tertiärbecken.
Leitha-Kalk, Nulliporen-Kalk } marine Bildung des neogenen Wiener Tertiärbeckens.
Steppenkalk, sehr junge brakische Kalkbildung in Südrussland.

Bildung der Kalksteine. Was zunächst die dichten versteinerungsführenden Kalksteine anbetrifft, so ist es für dieselben niemals zweifelhaft gewesen, dass sie sich in Gewässern gebildet haben, ebenso wenig, wie für diejenigen, in welchen erkennbare organische Reste die Hauptmasse ausmachen, wie beim Nummulitenkalk, Miliolitenkalk, Cerithienkalk u. s. w. An dieser Stelle kommt es hauptsächlich auf diejenige Kalkmasse an, welche sich auch u. d. M. nicht in organischer Form darstellt, welche also nicht als Schalen von Mollusken, Gastropoden, Brachiopoden, nicht als Bruchstücke von Encriniten, Echinodermen, Bryozoen, Korallen, als Foraminiferen oder Kalkalgen zugegen ist. Wenn man früher wohl glaubte, in diesen Kalkmassen eine einfache Abscheidung aus den Meeren früherer Erdbildungsperioden sehen zu können, so zeigte G. Bischof (Chem. u. phys. Geologie I. 581), dass dies kein so leicht zu begreifender Vorgang sei, ja er erklärte sich auf Grund eingehender Betrachtungen sogar entschieden gegen die Möglichkeit eines directen Absatzes des kohlensauren Kalks aus dem Meere.

Keine der Bedingungen, unter welchen sonst Abscheidung desselben aus Gewässern erfolgt, findet nach G. Bischof im offenen Meere statt. Aus den heissen Quellen von Karlsbad, welche dreimal soviel $CaCO_3$ als das Meerwasser enthalten, scheide sich der Sprudelstein ab, weil das Wasser bei seiner hohen Temperatur die Kohlensäure, welche das Carbonat in Auflösung hält, unter dem gewöhnlichen Luftdruck nicht zurückhalten kann, aus den kalten Quellen setze sich der kohlensaure Kalk als Kalksinter ab, wenn sie stagniren und Kohlensäure und Wasser sich allmählich verflüchtigen. Beobachtungen, welche Bischof an gewöhnlichen Brunnenwassern anstellte, zeigten, welche Bedingungen im Meere stattfinden müssten, wenn sich aus demselben Kalkcarbonat absetzen sollte: vom Meerwasser würden ungefähr 0,75 verdunsten müssen, ehe sich dieses Carbonat abscheiden könnte, wenn aber davon ungefähr 0,375 verdunstet sind, so beginnt schon die Ausscheidung des Kalksulfats. Wären daher die sedimentären, Kalk führenden Gebirge durch Verdunstung aus dem Meerwasser entstanden, so müssten sie mehr schwefelsauren als kohlensauren Kalk enthalten, welches indessen nicht der Fall ist. Überlässt man Meerwasser der Verdunstung in gewöhnlicher Temperatur, so scheide sich Gyps

und Kochsalz aus und erst viel später tritt eine schwache Trübung durch kohlensauren Kalk ein. Überhaupt könnte Verdunstung nur in einem eintrocknenden Binnenmeer vor sich gehen. Als Bischof Meerwasser aus dem Canal zwischen England und Belgien kochte, fing es an sich zu trüben, nachdem 17,13 % verdunstet waren; durch die Verdunstung in gewöhnlicher Temperatur könnte natürlich diese Trübung selbst dann nicht erfolgen, wenn bis zur Verflüchtigung einer solchen Menge Wassers der Zufluss der Flüsse und Meteorwasser aufhörte, denn es ist nicht die Concentration des Wassers, sondern die Verflüchtigung der halbgebundenen Kohlensäure nach anhaltendem Sieden, wodurch die Abscheidung des kohlensauren Kalks erfolgt. Im Meere kann die Abscheidung des kohlensauren Kalks nicht durch Verflüchtigung der Kohlensäure mit dem verdunstenden Wasser befördert werden, denn in diesem Falle würde der abgeschiedene kohlensaure Kalk in der freien Kohlensäure der tieferen Meeresschicht sogleich wieder aufgelöst werden; das Meerwasser des Canals enthält fünfmal soviel Kohlensäure, als zur Auflösung des kohlensauren Kalks und der kohlensauren Magnesia erforderlich ist. Es zeige sich daher von allen Seiten die Annahme, dass unsere mächtigen sedimentären Kalksteingebirge einfach durch Verdunstung des Meerwassers entstanden seien, gänzlich unstatthaft. — Wäre das Wasser der jetzigen Oceane gleichmässig über die Erde vertheilt, so würde dasselbe zufolge Daubrée überhaupt nur eine Schicht kohlensauren Kalks von 1,34 m Dicke liefern.

An den Küsten der Meere kann sich allerdings Kalkcarbonat wohl direct abscheiden, eine Bildung, welche z. B. an den Rhonemündungen, an den Küsten von Gran Canaria beobachtet worden ist, und wobei wahrscheinlich das an $CaCO_3$ reiche Flusswasser eine Rolle spielt, welches sich wegen seines geringeren spec. Gew. weithin über die Oberfläche ausbreitet und zunächst der Verdunstung und einem Kohlensäureverlust ausgesetzt ist. Übrigens fand Usiglio (Ann. d. chim. et phys. (3) XXVII. 172), dass aus dem verdampfenden Wasser des mittelländischen Meeres sich die Hälfte des Kalks ausschied, ehe eine Spur von Gyps zum Absatz gelangte. An der Küste von Ascension nimmt das mit abgerundeten Bruchstückchen von Muscheln und Korallen fortwährend in Berührung befindliche Seewasser nach Darwin einen Überschuss von kohlensaurem Kalk auf und setzt diesen bei der Verdunstung als Kittmaterial der Fragmente wieder ab.

Das organische Leben ist es, wodurch nach Bischof die relativ geringen Mengen kohlensauren Kalks im Meerwasser, welche die chemischen Processe nicht mehr ausscheiden können, zum Absatz gebracht werden. Wir beobachten diesen Vorgang in der Bildung der Korallenstöcke und Muschelschalen, die mikroskopische Untersuchung mancher Kalksinter lehrt, dass deren Abscheidung durch Algen vermittelt wird. Bischof sprach daher die Vermuthung aus, dass vielleicht in allen Kalksteinen, in denen man mit blossem Auge Versteinerungen nicht mehr wahrnimmt, mikroskopische Organismen die Abscheidung des kohlensauren Kalks bewirkt haben mögen. Für die Frage, wie es zugeht, dass die animalischen Organismen überhaupt das im Meerwasser so spärliche Kalkcarbonat für sich gewinnen, ist jedenfalls die Beobachtung Steinmann's von grossem Belang, dass die Eiweisssubstanz die Eigenschaft hat, aus Lösungen von Kalksalzen, wie schwefelsaurem Kalk oder Chlorcalcium das Kalkcarbonat zu fällen, auch ohne Zusatz von kohlensaurem Alkali; die Ausscheidung, bewirkt durch das bei der Zersetzung entstehende kohlensaure Ammoniak, erfolgt in der

Form von isolirten oder zusammen vereinigten kugeligen Körperchen, welche oft zwischen gekreuzten Nicols das schwarze Interferenzkreuz und einaxig negativen Charakter zeigen. Das Restproduct der Eiweisssubstanz (eine stickstoffärmere, dem Chitin, Conchyliolin, Spongin u.s.w. ähnliche Masse) umgibt die Kalkpartikelchen als feine Häutchen und macht sie weniger leicht angreifbar (Ber. naturf. Ges. z. Freiburg i. B. IV. 288).

Nun ist es allerdings sehr häufig der Fall, dass das Mikroskop in dem gewöhnlichen dichten Kalkstein, auf welchen es hier selbstredend in erster Linie ankommt, eine ganz unerwartete Menge von kleinen thierischen Organismen oder deren Fragmenten aufweist, wie dies z. B. aus einem Theil der Untersuchungen hervorgeht, welche Gümbel an alpinen Triaskalken angestellt hat (Verh. d. geol. R.-Anst. 1873. 141). Doch hat es sich längst ergeben, dass jene Vermuthung von Bischof nicht gerechtfertigt war, indem die überwiegende Hauptmasse der meisten Kalksteine immerhin aus krystallinischen Körnchen besteht, welche direct mit organischen Formen nichts zu thun haben.

Um nun dieser Thatsache gegenüber dennoch die ursprünglich organogene Bildung der Kalksteine aufrecht zu erhalten, war man zu der Annahme geneigt, dass die mikroorganischen Formen in diesen anfänglich vielleicht kreideähnlichen Massen durch Umkrystallisirung des kohlensauren Kalks vollständig und spurlos verwischt worden seien. »In den abgelagerten Schichten«, sagte schon Volger, »erleiden die Spathkörperchen theilweise eine Auflösung, während andere auf ihre Kosten wachsen. Es ist diese in den Gesteinen zwar langsam, aber fortwährend vorgehende Umsetznng der Grund des allmählichen Verschwindens der erkennbaren Formen, zuerst aller kleinen und zarten, später auch der grösseren und massigeren Pflanzen- und Thierreste. Da diese Umsetzung stets unter der Einwirkung des Druckes vor sich geht, das durch die oberen Schichten den tieferen zudringende Wasser obendrein aufgelösten Kalk mit sich bringt, und diesen dem Wachsthum der Spathkörperchen darbietet, so werden die Schichten immer dichter und fester.« Gegen die Wahrscheinlichkeit eines solchen Vorgangs hat Pfaff (Geologie als ex. Wiss. 1873. 81; vgl. auch Sitzgsber. Münchener Akad. 1882. 583) mehrere sehr beachtenswerthe Einwendungen erhoben. Ausserdem spricht auch die oft ausserordentlich deutliche Schichtung und die vollendete Erhaltung der zartesten und feinsten Structurverhältnisse in den Abdrücken von Organismen gegen die Annahme der Entstehung der dichten und festen Kalke blos durch Umkrystallisirung lockerer Massen, welche aus mikroskopischen, ihre ursprünglichen Formen besitzenden Organismen bestanden. Es ist in der That nicht einzusehen, wie in dem solenhofener Kalkstein, der jetzt ein mikroskopisch feinkörniger Marmor ist, eine derartige Umkrystallisirung hätte erfolgen können, ohne dass dabei sowohl die höchst subtile schieferähnliche Schichtung, sowie namentlich die wohlconservirten Abdrücke, z. B. von Heuschrecken, von Libellen mit dem feinsten Flügelgeäder der gänzlichen Verwischung preisgegeben worden wären. Im Allgemeinen scheint gerade die häufige Anwesenheit von einzelnen, mit guten Contouren erhaltenen mikroskopischen Orga-

nismenresten in den dichten Kalksteinen die Annahme sehr zu erschweren, dass die krystallinisch-körnige Hauptmasse derselben das Resultat einer Umkrystallisirung anderer ähnlicher fossiler Körperchen darstelle.

Eine andere gerechtfertigtere Ansicht ist die, dass es sich bei der Hauptmasse der dichten Kalke, welche u. d. M. keine Zusammensetzung aus organischen Formen erkennen lässt, in erster Linie um fragmentare zusammengeschwemmte Zerfallproducte von kalkigen Fossilresten handelt. Devonische Kalksteine, welche Sorby aus der Gegend von Ilfracombe, Plymouth und Torquay in Devonshire mikroskopisch untersuchte, ergaben ihm, dass dieselben — wenigstens ursprünglich — grösstentheils aus kleinen kalkigen Fragmenten oder Körnchen zusammengesetzt sind, Partikelchen, welche dadurch entstehen, dass kalkige organische Überreste durch das Verschwinden der bindenden organischen Materie einem Zerfall unterliegen. Er bezeichnet diese Kalksteine daher je nach der Grösse dieser Körperchen geradezu als organische Sande, organisohe Thone und organische sandige Thone. In den meisten Kalksteinen, selbst in denen, welche von keiner chemischen Veränderung betroffen sind, ist die von zerfallenen Organismen gelieferte Kalksubstanz mehr oder weniger der Umkrystallisirung erlegen. Nebenbei wurdo oft durch Infiltration eine beträchtliche Menge von Kalkspath eingeführt, welcher die Zwischenräume zwischen den ursprünglichen Fragmenten ausfüllte. Sorby ist der Ansicht, dass diese devonischen Kalksteine in erster Linie aus zerfallenen Korallen, sodann auch aus Encriniten-Partikelchen entstanden sind, während die Betheiligung anderer Organismen daran nur schwach ist (London etc. Philosoph. Magaz. (4) XI. 1856. 20).

Später hat Sorby diese Anschauungen noch weiter ausgeführt. Am Schluss seiner an die Londoner geologische Gesellschaft erstatteten Präsidentenadresse (21. Febr. 1879), in welcher sehr zahlreiche Untersuchungen über die Structur von Kalksteinen mitgetheilt werden, sagt er bezüglich der »microscopical fragmentary constituents of the rock itself«, d. h. unter Ausschluss der eigentlichen fossilen Formen: »The relative amount of these identifiablo fragments is only a very rough criterion of the nature of the organisms which probably yielded the entire mass of the rock. Even if it were possible to study in a detached state the fine granular particles which constitute so large a part of many limestone-formations, it would usually be impossible to say whether they had been derived from organisms which can decay down into granules, or from other organisms which can only be worn down into granules, or from ground-down older limestone, or, in some cases, from carbonate of lime deposited chemically as granules. Even if we confine our attention to the well-marked fragments, the relative amount of the different kinds must depend as much on their special characters as on their relative amount when living. The extreme abundance of portions of Echinodermata in so many limestones is, I think, to a great extent due to the fact that their mineral constitution would prevent their decaying down into mud, whilst their buoyancy would usually prevent their being much worn down mechanically. The mineral constitution of Brachiopoda, Ostrea and shell-prisms would also prevent decomposition into granules; whilst all other calcite organisms, like Crustacea, Polyzoa and Foraminifera, would resist decomposition more than aragonite-shells and corals. Evidently, therefore, though we may fairly compare together the coarse-grained beds of different periods,

we must be very cautious in forming any conclusion respecting the entire mass of the rocks, which are often to such a great extent composed of fine-grained material. The shape and character of the identifiable fragments do, indeed, prove, that much of this must have been derived from the decayed and worn-down calcareous organisms; and very often we may reasonably infer that the greater part, if not the whole, was so derived; but at the same time it is impossible to prove, from the structure of the rock, whether some or how much was derived from limestones of earlier date, or was deposited chemically, as some certainly must have been.«

Nach dieser Ansicht wäre die Hauptmasse der dichten Kalke ein (mehr oder weniger umgewandeltes) klastisches Zerfallproduct kalkiger Organismenreste, vermengt hin und wieder mit fremdem Kalksteinschlamm oder durchtränkt mit chemisch abgesetztem Kalkcarbonat; zu ihr hat sich u. a. auch Barrois für die paläozoischen Kalksteine Asturiens bekannt. »Tous sont formés de fragments de coquilles en divers états de décomposition et plus ou moins reconnaissables. Certains fragments sont d'assez grande taille, ou présentent des caractères suffisants pour montrer leur relations avec les coquilles entières que l'on trouve dans ces couches. Un plus grand nombre de fragments petits et méconnaissables montrent qu'à cette époque reculée, les vagues n'ont pas été seules à concasser les coquilles, mais qu'elles ont été aidées dans ce travail par la désagrégation lente, due à la décomposition de la matière organique. . . . Quand un calcaire contiendra beaucoup de débris reconnaissables d'organismes calcaires, il sera naturel de conclure que la masse des granules calcaires qui le constituent sont de même origine« (Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice, Lille 1882. 36). — Vgl. auch O. Lang in Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 242.

An dieser Stelle ist auch noch auf die Untersuchungen aufmerksam zu machen, welche Joh. Walther über die Vorgänge im Lithothamnienkalk angestellt hat, indem ihm die lebenden Kalkalgenlager auf den sog. Seccen (Untiefen) im Golf von Neapel und die jungtertiären Lithothamnienlager an der sicilianischen Küste zum Vergleich dienten (Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 229). Während die recente Alge 82—86% kohlensauren Kalk und 6% organische Substanz besitzt, enthält der tertiäre Lithothamnienkalk von Syracus 98% kohlensauren Kalk und nur 0,28% organische Substanz. Hand in Hand mit diesem letzteren Verlust und der Anreicherung des kohlensauren Kalks geht eine Verwischung des zelligen Baus, der Algenkalk verliert seine Structur und wird in einen »structurlosen« Kalk umgewandelt. Walther sucht dies dadurch zu erklären, dass das in den geschlossenen Lithothamnienlagern circulirende Wasser innerhalb derselben schon die nöthige und zwar aus der Zersetzung der Cellulose hervorgehende »endogen entwickelte« Kohlensäure findet, um den kohlensauren Kalk zu lösen und umzukrystallisiren.

Mit der Ansicht, dass die dichten Kalksteine ursprünglich ein zusammengeschwemmter Kalksand vorwiegend organischer Abkunft seien, würde auch ihr Gehalt an klastischen oder allothigenen Partikeln anderer Mineralien übereinstimmen, welche in ihnen gleichwie in den noch nicht verfestigten lockeren Kalksanden auftreten. Die Bruchstücke von Quarz, Feldspath und Glimmer, die

Kryställchen von Zirkon, Rutil, Turmalin u. s. w. (s. S. 463) gelten dann als eingeschwemmte fremde Partikel. Bisweilen möchte man angesichts der überaus scharfkantigen Formerhaltung der letzteren Mineralien mit Wethered glauben, dass sie weniger als solche in den Kalkschlamm eingeführt, sondern vielmehr als Gemengtheile von fremden Gesteinsbröckchen durch deren nachträgliche Zersetzung erst an Ort und Stelle blosgelegt wurden. Grössere Dolomitrhomboëder, die neben den Kalkkörnern hervortreten und mitunter eine feine Ockerhaut tragen, können vielfach aus der Zersetzung von Magnesiasilicaten herstammen, welche mit dem Kalksteinschlamm als Detritus zum Absatz kamen; vgl. Quart. journ. geol. soc. XLVIII. 1892. 377.

Etliche Kalksteine, welche nachweisbar Küstenbildungen sind, könnten übrigens vielleicht als regenerirte Sedimentbildungen gelten, als Ablagerungen eines von Flüssen in das Meer hinausgeschwemmten Kalksteinschlammes.

Nur ein historisches Interesse hat es, hervorzuheben, dass man, um den im Eingang angedeuteten Schwierigkeiten zu entgehen, und die dichten Kalksteine der Sedimentformationen dennoch als chemische Niederschläge aus den Meeren früherer Perioden auffassen zu können, wohl zu der Annahme geschritten ist, jene Meere hätten eben eine andere chemische Zusammensetzung besessen, als das Meerwasser der heutigen Zeit. L. Cordier hat so die Ansicht ausgesprochen, dass der grösste Theil der Kalksteine als chemischer Niederschlag aus dem Meere zu betrachten sei, in welchem früher viel mehr Kalk- und Magnesiasalze aufgelöst waren (Comptes rendus LIV. 1862. 293). Die gewöhnlichen sedimentären Kalksteine bestehen nach ihm keineswegs hauptsächlich aus Thierschalendetritus, sondern dessen Masse verschwindet gegen die Menge des direct chemisch abgesetzten kohlensauren Kalks, welcher jenen cämentirt. Sie seien der Hauptsache nach gebildet durch Zersetzung des Calcium- und Magnesiumchlorids des Meerwassers und zwar vermittels der Carbonate, namentlich des Natroncarbonats, welches, von der Zersetzung des Feldspaths herrührend, vorzugsweise als Bestandtheil von Mineralquellen wirkte, aber auch durch »kataklysmische Emanationen« geliefert wurde. Leymerie legte in seinen Éléments de minéralogie et de géologie 1861. 358 eine ähnliche Anschauungsweise dar. Die paläozoischen Meere hätten nicht so viel Chlornatrium enthalten, wie die heutigen, dafür mehr Chlorcalcium und Chlormagnesium; diese seien durch Zufluss von Gewässern mit Gehalt an kohlensaurem Natron zu kohlensaurem Kalk (und Dolomit) und zu Chlornatrium zersetzt worden (vgl. Comptes rendus LIV. 1862. 566). Durch diese Voranssetzung erkläre sich alsdann auch in höchst befriedigender Weise der grosse Chlornatriumgehalt der heutigen Meere. Bedenkt man indessen, welche ungeheuren Steinsalzmassen die früheren Formationen z. B. schon im Perm beherbergen, so will es scheinen, als ob in jenen Zeiten die Meere nicht eben chlornatriumärmer gewesen seien. Überhaupt macht es die generelle Übereinstimmung der Fossilreste in den ältesten Sedimentschichten mit den Organismen der recenten Meere ganz unwahrscheinlich, dass das Medium, worin jene lebten, eine von dem der heutigen Zeit erheblich abweichende chemische Beschaffenheit besessen habe.

Die krystallinisch-körnigen Kalke, welche als Glieder der archäischen krystallinischen Schiefer auftreten (S. 455) und auch noch in fossilführenden Sedimentformationen wiederkehren (S. 457), sind nach der allgemeinen Annahme ursprünglich gewöhnliche dichte Kalke gewesen, die vermöge einer Umkrystallisirung ihre jetzige Beschaffenheit erlangt haben. Die Vorstellungen über den

metamorphischen Process selbst haben jeweilig an die Theorieen angeknüpft, durch welche man das Hervorgehen der geologisch verbundenen Silicatschiefer aus sedimentären Materialien zu deuten versuchte (vgl. S. 162 ff.). Zur Zeit steht vielfach die Auffassung im Vordergrund, dass der Gebirgsdruck ein wesentlicher Factor bei der Umkrystallisation gewesen sei; vgl. darüber I. 624; III. 236 und 447. Doch kommen auch ohne Zweifel sehr stark dislocirte Kalkbänke vor, welche ihre dichte Beschaffenheit nicht aufgegeben haben.

Aus dem gleichmässigen Gemenge kleiner structurloser und irregulär geformter Calcitkörnchen, aus denen, vermengt mit feinvertheiltem und an manchen Stellen angehäuftem Staub von fetzenähnlichen Kohlepartikelchen, die gewöhnlichen dichten Kalksteine bestehen, haben sich in den etwas krystallinischeren Gesteinen — wie es scheint durch Lösung vermittels kohlensäurehaltigen Wassers und Rekrystallisation — einzelne grössere Calcitkörner ausgeschieden, in der Regel wasserhell durchsichtig, mit weniger Staub und spärlicheren anderen kleinen Einschlüssen erfüllt. Die winzigen Kalkkörnchen bildeten gewissermassen die Mutterlauge, aus welcher die grossen Körner auskrystallisirten. Bei stärkerer Umwandlung nimmt die Menge und Grösse dieser neugebildeten Kalkspathe immer mehr zu. In den unteren Marmoren des Pentelikon werden z. B., trotz ihres gleichmässig krystallinischen Aussehens, zwischen dem farblosen gröberen Kalkspathpflaster noch Reste des ursprünglichen feinkörnigen Aggregats erkannt (vgl. S. 447). Erst der parische Marmor z. B. ist vollkommen umgewandelt in ein grosskörniges Kalkspath-Aggregat, in welchem keine feinkörnige Zwischenmasse mehr übrig geblieben, sondern diese gänzlich zu jenem verbraucht ist. Wenn mit der Umkrystallisirung des Kalksteins zu Marmor zugleich eine Entfärbung von statten geht, und der Gehalt an Kohlesubstanzen, den die gewöhnlichen dunkeln Kalksteine besitzen, in dem weissen Marmor verschwunden ist, so kann dies wohl nur mit Lepsius durch eine Umwandlung der Kohlepartikelchen in Kohlensäure erklärt werden, welche entweder aus dem Gestein entweicht oder bei der Umkrystallisirung zu den gröberen Körnern absorbirt wird (vgl. überhaupt Lepsius, Geologie von Attika, Berlin 1893. 149 ff.)

Was schliesslich diejenigen körnigen K.e anbetrifft, welche sich als Contactproducte an Eruptivgesteinen darstellen, so wird die Auffassung ihres Hervorgehens aus dichtem Kalk ebenfalls an die Vorstellung anknüpfen, welche man überhaupt bezüglich des Zustandekommens des Contactmetamorphismus hegt. Es mag hier nochmals darauf hingewiesen werden, dass solche Contactmarmore sowohl neben Eruptivgesteinen erscheinen, welche rein kaustische Contactwirkung ausgeübt haben (z. B. Basalte), als auch neben solchen, deren sonstige Contacteffecte nicht eigentlich kaustischer Art sind (z. B. Granite).

An dieser Stelle mögen noch einige Angaben folgen über die Umkrystallisirbarkeit des Kalksteins durch Hitze. Nachdem zu Ende des vorigen Jahrhunderts James Hutton vermuthet hatte, dass der Kalkstein, in welchem Black erst kürzlich die Kohlensäure entdeckt hatte, unter hohem Druck dieses Gas festhalten und selbst als solcher geschmolzen werden könne, wurde dies durch seinen ausgezeichneten Schüler Sir James Hall auf dem Wege des Experiments untersucht (Account of a series of experiments shewing the effects of compression in modifying the action of the heat; read the 3. Juny 1805. Edinb. phil. Transact. VI. 1812). Während sieben Jahre (1798—1805) und durch mehr als 400 Versuche stellte er fest, dass der kohlensaure Kalk (gewöhnlich wurden Kreide, Muschelschalen und pulverisirter Kalkspath angewandt), welcher in einem wohlverschlossenen Gefäss unter dem Druck vieler

Atmosphaeren grosser Hitze ausgesetzt wird, seine Kohlensäure nicht zu verlieren braucht und zu einer weissen krystallinischen, marmorähnlichen Substanz wird. Bei mehreren Experimenten spricht er auch von einer bei dieser Gelegenheit erfolgten Schmelzung des kohlensauren Kalks. Bucholz vermochte später kohlensauren Kalk selbst bei gewöhnlichem Luftdruck in lebhafter Rothgluth nach seiner Ansicht zum Schmelzen zu bringen, ohne dass er einen merklichen Verlust an Kohlensäure erlitt (Kreidepulver in einem offenen Tiegel eingestampft). Pilla und Cassola konnten vor dem Knallgasgebläse dichten Kalkstein zu körnigem Kalk umwandeln (N. Jahrb. f. Min. 1838. 411; von einer stattgefundenen Schmelzung wird nichts berichtet). G. Rose erhielt Marmor durch Glühen von Aragonit in einem möglichst luftdicht verschlossenen eisernen Tiegel, ferner von lithographischem Kalkstein und von Kreide in einem Porzellangefäss mit eingeriebenem Stöpsel; besonders deutlich und dem carrarischen ganz ähnlich war der aus Aragonit dargestellte (Poggend. Annal. CXVIII. 565, Z. geol. Ges. XV. 456; von einer Schmelzung ist nur in dem Titel der Abhandlung »Über die Schmelzbarkeit des kohlensauren Kalks«, nicht in dem Text selbst die Rede). Lemberg hat es später als sehr fraglich hingestellt, ob bei allen diesen Versuchen, welche die Umkrystallisirbarkeit des dichten in körnigen Kalkstein erweisen, eine wirkliche Umschmelzung stattgefunden habe, und hielt neue Experimente für erforderlich, um darzuthun, dass der kohlensaure Kalk überhaupt in Fluss gebracht werden kann (Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 237). Arthur Becker hat später nach dieser Richtung hin eine Anzahl von verdienstvollen Versuchen angestellt, auf Grund deren er mit Bestimmtheit annehmen zu können glaubt, dass, wenn auch die Möglichkeit einer Schmelzung des kohlensauren Kalks unter starkem Druck bei hoher Temperatur nicht absolut ausgeschlossen erscheint, es doch keinem der früheren Experimentatoren gelungen ist, denselben factisch zu verflüssigen, sondern dass die Schmelzung nur auf Grund der Umwandlung, welche das Material unter den genannten Bedingungen erfährt, gemuthmasst worden ist; man konnte sich wahrscheinlich früher eine derartige Veränderung der Substanz nicht ohne eine Verflüssigung derselben vorstellen, wozu noch der Umstand beigetragen haben mag, dass Kreide und ein grosser Theil der sedimentären Kalke irrthümlich als amorph galten. Aus den früheren, wie aus Becker's eigenen Versuchen geht aber unzweifelhaft hervor, dass der kohlensaure Kalk in verschiedener Form schon durch relativ mässige Hitze und geringen Druck eine feinkörnige Structur annimmt, und dass besonders ein feines Pulver sich leicht zu grösseren Kalkspathkörnern umsetzt, ohne dabei zu schmelzen oder auch nur zu erweichen. Bei einem Versuch wurde z. B. aus einem Pulver, bestehend aus Partikeln von 0,003 bis höchstens 0,005 mm Durchmesser, ein von einem natürlichen Gestein nicht zu unterscheidendes Product erhalten, dessen körnige Individuen eine Grösse von 0,042 bis 0,09 mm besassen (Min. u. petr. Mittheil. VII. 1886. 122); auch A. Wichmann ist zu ganz ähnlichen Resultaten gelangt (ebendas. 256). Die ferneren Versuche von H. Lechatelier (Comptes rendus CXV. 1892. 817. 1009), welcher einen Druck von 1000 Atm. anwandte und Joannis (ebendas. 934. 1296) scheinen ebenfalls eine unzweifelhaft erfolgte Schmelzung des kohlensauren Kalks nicht zu erweisen.

Sehr bemerkenswerth für die Auffassung der Contactwirkung von Seiten der plutonischen Gesteine ist die von Becke beobachtete Thatsache, dass der bei Canzacoli unfern Predazzo im contactmetamorphisch umgewandelten Kalk an der Grenze des Monzonits auftretende Batrachit ganz ausgezeichnete (secundäre) Glaseinschlüsse (vgl. I. 592) enthält; er erblickt mit Recht hierin einen schwerwiegenden Beweis für die Annahme, dass die Ausbildung jener Contactmineralien schon bei der Eruption des benachbarten Massengesteins unter dem Einfluss sehr hoher Temperatur erfolge, und einen Widerspruch gegen die andere, welche derartige Contactmineralien nach-

träglich durch hydrochemische Processe bei niederer Temperatur entstehen lässt (Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 174). Vgl. auch die I. 592 angeführten analogen Beobachtungen von W. Salomon, sowie die I. 598 erwähnten Versuche Doelter's.

Dolomit.

Der normale Dolomit in seiner reinsten Form ist ein Gestein, welches bei der chemischen Analyse sich als aus 1 Mol. Calciumcarbonat und 1 Mol. Magnesiumcarbonat zusammengesetzt erweist, daher alsdann 54,23 % $CaCO_3$ und 45,77 % $MgCO_3$ ergibt, oder 47,83 CO_2, 30,43 CaO, 21,74 MgO.

Das Mineral Dolomit, früher als rhomboëdrisch-hexagonal und isomorph mit Calcit und Magnesit, sowie als isomorphe Mischung von $CaCO_3$ und $MgCO_3$ betrachtet, muss nach den Untersuchungen von Tschermak, Haushofer, Becke und Retgers mit allergrösster Wahrscheinlichkeit anders aufgefasst werden; das Auftreten der Skalenoëderflächen in der halben Anzahl, die Zusammensetzung scheinbar homogener Krystalle aus rechten und linken Individuen, der enantiomorphe Charakter der asymmetrischen Ätzfiguren verweisen darauf, dass der Normaldolomit tetartoëdrisch-hexagonal, also mit jenen Carbonaten nicht eigentlich isomorph ist; da bei ihm fast ausnahmslos eine Zusammensetzung aus gleichen Molekülen $CaCO_3$ und $MgCO_3$ hervortritt, so ist er wohl auch keine isomorphe Mischung derselben, sondern das Doppelsalz $CaMgC_2O_6$, d. h. eine chemische Verbindung nach constanten und einfachen Proportionen mit physikalischen Eigenschaften, welche abweichend sind von denen der reinen Salze; damit hängt nach Retgers auch zusammen, dass das spec. Gew. des Normaldolomits = 2,872 ist, während dasselbe als das einer isomorphen Mischung aus 1 $CaCO_3$ und 1 $MgCO_3$ berechnet = 2,843 sein müsste. Dies isolirt dastehende Doppelsalz scheint sich nicht mit den einfachen Carbonaten $CaCO_3$ und $MgCO_3$, wohl aber mit den wahrscheinlich ebenfalls tetartoëdrischen Carbonaten $CaFeC_2O_6$ und $CaMnC_2O_6$ isomorph mischen zu können. — Wenn man einigemal zwischen dem Kalkspath und dem Dolomit stehende Carbonate mit mehr oder weniger genau einfachen Proportionen, nämlich $2\,CaCO_3 + MgCO_3$ sowie $3\,CaCO_3 + 2\,MgCO_3$ und einmal eine zwischen Dolomit und Magnesit stehende Substanz $CaCO_3 + 3\,MgCO_3$ analysirt hat, so ist es sehr wahrscheinlich, dass diese so äusserst selten angetroffenen Carbonate inhomogene Gemenge waren, entweder aufgebaut aus Schichten von Calcit und Dolomit, oder Gemenge von selbständigen Calcit- und Dolomitkörnern, oder partielle Umwandlungspseudomorphosen von Dolomit nach Calcit (wie denn Lemberg in Z. geol. Ges. XLIV. 1892. 232 nachwies, dass krystallisirter Dolomit von Bilin, für welchen Rammelsberg die Formel $3\,CaCO_3 + 2\,MgCO_3$ aufgestellt hatte, aus Normaldolomit mit wohl erkennbaren

mikroskopischen Calciteinschlüssen bestand). Gerade die Existenz der Lücken in einer angenommenen Reihe isomorpher Mischungen spricht gegen die Thatsächlichkeit der letzteren. Jene Substanzen haben übrigens petrographisch keine Bedeutnng.

Ergibt nun ein Carbouatgestein chemisch die Zusammensetzung des normalen Dolomits, so ist keine andere Annahme zulässig, als dass es auch ein Aggregat von normalen Dolomitspath-Individuen darstellt. In der Natur kommen indessen daneben sehr viele Carbonatgesteine vor, welche mehr Calcium- und weniger Magnesiumcarbonat enthalten, als dem Normaldolomit entspricht und, indem dann das Verhältniss der beiden Carbonate alle möglichen Werthe durchläuft, einen förmlichen Übergang in den Kalkstein zu Wege bringen. Diese so weit verbreiteten Massen, welche chemisch zwischen Dolomit und Kalkstein stehen, aber äusserlich nur schwer von einem der beiden zu unterscheiden sind, hat man dolomitische Kalksteine genannt, ohne dass eine Übereinstimmung darüber besteht, wo dieser Begriff endigen und der des (etwa magnesiahaltigen) Kalksteins beginnen soll (s. S. 466). Viele Kalksteine, die früher als ganz rein galten, habeu sich bei näherer Untersuchung als stark dolomitisch herausgestellt.

Was nun die mineralogische Zusammensetzung dieser dolomitischen Kalksteine anbetrifft, so konnten zu der Zeit, als man von der Möglichkeit einer isomorphen Mischung des $CaCO_3$ und $MgCO_3$ (deren auch in dem Dolomit eine vorlag) überzeugt war, zwei verschiedene Vermuthungen statthaft sein: man durfte einerseits annehmen, dass ein dolomitischer Kalkstein aus lauter einzelnen, unter einander übereinstimmenden rhomboëdrischen Individuen bestehe, von denen jedes, auf Grund der unbeschränkten Mischungsfähigkeit, dasselbe Verhältniss der beiden Carbonate (z. B. 80% $CaCO_3$ und 20% $MgCO_3$) besitzt, welches das ganze Gestein in seiner Masse bei der Analyse ergibt; andererseits war es aber auch von vornherein möglich, dass dasselbe Analysenresultat sich herausstellte, wenn in dem Gestein ein Gemenge von Kalkspath- und Dolomitspath-Individuen in dem betreffenden Verhältniss vorlag. Mit der Wahrscheinlichkeit, dass die beiden Carbonate sich überhaupt nicht isomorph mischen können, ist selbstverständlich die erstere Annahme ganz in den Hintergrund getreten, die letztere unterstützt worden. Und auf diese haben auch von jeher die mikroskopischen Wahrnehmungen bei den dolomitischen Kalken hingewiesen.

Bei einer mikroskopischen und chemischen Untersuchnng finnischer und russischer Carbonatgesteine erhielt Inostranzeff das Ergebniss, dass die reinen krystallinischen Kalke aus Kalkspathkörnern bestehen, von denen jedes deutlich die Zwillingsstreifung nach $-\frac{1}{2}R\{01\bar{1}2\}$ zeigt, während die reinen normalen Dolomite lediglich aus Körnern zusammengesetzt sind, welche niemals diese Zwillingsstreifung aufweisen und dass andererseits in den Präparaten der zwischenliegenden dolomitischen Kalksteine die Anzahl der ungestreiften Körner im Verhältniss mit der durch die Analyse constatirten Zunahme des Gehalts an $MgCO_3$, d. h. an Dolomit wächst. Es sei in Folge dessen offenbar, dass in den zwillingsgestreiften Körnern Calcit, in den ungestreiften Dolomit vorliege und

dass jene Streifung als ein Unterscheidungsmerkmal der beiden Mineralien Geltung habe (Min. Mitth. 1872. 45). Doch liegt das Verhältniss wohl eher so, dass zwar das Dasein der Zwillingsstreifung nach $-\frac{1}{2}R$ allemal nur auf Calcit verweist (indem schon bei einem ziemlich unbedeutenden Druck hier die Gleitflächen hervorgerufen werden, welche bei dem Dolomit in Folge seiner niedrigeren Symmetrie überhaupt nicht entstehen), dass aber die dieser Streifung entbehrenden Körner sowohl dem Calcit als dem Dolomit angehören können.

Die Richtigkeit und Verwendbarkeit der Diagnose Inostranzeff's ist mehrfach mit Recht in Zweifel gezogen worden. Von vornherein ist es nicht wahrscheinlich, dass der Calcit ausschliesslich in gestreiften Körnern auftreten müsse. Doelter hob 1873 hervor, dass eine auf die Anwesenheit oder Abwesenheit der Zwillingsstreifung gegründete Unterscheidung von Kalkspath und Dolomit sich nur bei ausnahmsweise grobkrystallinischen Gesteinen anwenden zu lassen scheine und nicht auf weniger grosskörnige ausgedehnt werden könne (Verh. geol. R.-Anst. 1873. 167). Hibsch und Rumler fanden in den körnigen Kalken, welche s. und ö. von Pilsen in den Przibramer Schiefern lagern, die Hälfte der (Kalkspath-)Körner ungestreift, welche aber nicht als Dolomit betrachtet werden können, weil das Gestein überhaupt nur 1,05% $MgCO_3$ enthält. Nach O. Meyer ist auch in dem carrarischen Marmor die Anzahl der ungestreiften Körner durchaus nicht so verschwindend klein, wie es der verschwindende Gehalt von kaum $\frac{1}{3}$% $MgCO_3$ erfordern würde (Z. geol. Ges. XXX. 1879. 445). Vgl. auch Linck im N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 204. In dem Dolomit von Schwaz in Tirol, bei welchem das Carbonat der Formel $5\,CaCO_3 + 4\,MgCO_3$ entspricht, befand Cathrein sämmtliche Körner ungestreift (Jahrb. geol. R.-Anst. XXX. 1880. 611).

A. Renard versuchte in sinnreicher Weise zur Unterscheidung der beiden Carbonate die habituellen Eigenthümlichkeiten in der Ausbildung derselben zu verwerthen. Von vornherein stehe zu vermuthen, dass sich der Gegensatz zwischen dem makroskopisch fast nie im Hauptrhomboëder entwickelten Calcit und dem nur darin ausgebildeten Dolomit in den dolomitischen Kalksteinen wiederfinden werde. Die vergleichende mikroskopische Untersuchung eines belgischen Kalksteins und eines Dolomits ergab, dass die Körner des ersteren stets unregelmässig und krummlinig begrenzt waren, während die des letzteren eine mehr oder weniger frei und vollkommen entwickelte Form und zwar das Hauptrhomboëder erkennen liessen. Wo beide Mineralien zusammen auftreten, da erscheine der Calcit in unregelmässigen, gleichartigen grösseren, zuweilen rhomboëdrisch zerspaltenen und zwillingsgestreiften Partieen, der Dolomitspath in einzelnen, fast gleichmässig grossen Körnern von rhomboëdrischer Form, fast nie so durchsichtig wie Calcit, fast nie farblos, seltener und undeutlicher gespalten und gestreift; er beobachtete auch, dass die von ihm als Calcit betrachteten Theile in stark verdünnter HCl sich bald lösten, während die rhomboëderähnlichen als Dolomitspath geltenden Körner unangegriffen blieben. Vielfach bildet übrigens der Calcit in den Dolomiten das Bindemittel der einzelnen Dolomitspathkrystalle (Bull. acad. r. Belgique 1879. 541).

Auch Liebe hat früher schon wiederholt auf die Häufigkeit der deutlich rhomboëdrischen Gestalt der Dolomitkryställchen aufmerksam gemacht und

gleichzeitig mit Renard hob Loretz hervor, dass in einer dolomitischen Rauchwacke der Gegend von Gera secundärer Calcit in Aggregaten von viel reineren, aber meist auffallend unregelmässig geformten Individuen Ausfüllungen von Hohlräumchen in einem Aggregat von rhomboëdrischen Dolomitkryställchen bildet (Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 764). Zufolge J. H. L. Vogt zeigen auch im norwegischen Nordland die Dolomitindividuen eine mehr oder weniger ausgeprägte Tendenz zu äusserer krystalliner Begrenzung, die Calcitindividuen sind dagegen ganz unregelmässig und gesetzlos begrenzt und die einzelnen Körner greifen kreuz und quer in einander; ausnahmsweise fand Vogt hier bei dem Dolomit andere Zwillingslamellen, wohl immer nach 2R{20$\bar{2}$1} auf (Salten og Ranen, Kristiania 1891. 211). — In dem unteren Shakopee-Dolomit bei Mankato in Minnesota werden nach C. W. Hall und Sardeson trübe Dolomitrhomboëder von einer transparenten Zone umsäumt, »whose condition strongly suggests calcite«.

Sehr gute Dienste zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit leisten die von Lemberg ersonnenen und I. 124 angeführten mikrochemischen Methoden, welche auf der verschiedenen Fähigkeit der beiden Mineralien beruhen, auf ihren Oberflächen Niederschläge zu erzeugen; vgl. dazu die in Z. geol. Ges. XLIV. 1892. 823 mitgetheilten nachträglichen Bemerkungen. Zur Unterscheidung von reinem Calcit und Magnesia-Kalkcarbonat ist auch das Verfahren von G. Linck (vgl. I. 125) mit Nutzen anwendbar.

Übrigens ist es wohl nicht ausgeschlossen, dass auch Gemenge von Magnesit mit Calcit oder mit dolomitischem Kalk vorkommen; Hoppe-Seyler analysirte einen Dolomit von der Scesaplana und erhielt 55,24 $CaCO_3$, 44,44 $MgCO_3$; obschon das Gestein für einen normalen Dolomit also noch zu wenig $MgCO_3$ enthielt, »liess sich dennoch nach der Behandlung mit Essigsäure in ihm Magnesit nachweisen«. Auch Landolt schloss für andere vorarlberger Dolomite, in denen er 49,89 $CaCO_3$ und 49,37 $MgCO_3$, ausserdem noch Kalkspathäderchen fand, auf einen Gehalt von nicht wenig Magnesit.

Die Dolomite besitzen sehr oft einen Gehalt an Carbonaten des Eisens, auch Mangans, welche verwitternd gelbe, braune bis schwarze Färbungen hervorrufen; wie bei dem Kalkstein finden sich ferner Beimengungen von Quarzsand, Kieselsäure, Thon, Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat, Kohle, Bitumen und andere Verunreinigungen.

Analysen von Dolomiten verschiedener Formationen.

Devond. von Hadamar in Nassau: $CaCO_3$ 67,68; $MgCO_3$ 40,63; Fe_2O_3 und Al_2O_3 0,60; Thon 0,46; H_2O und Verlust 0,63 (Fr. Sandberger).

Devond. von Dietzkirchen in Nassau: $CaCO_3$ 56,23; $MgCO_3$ 43,11; Fe_2O_3 und Al_2O_3 0,38; Thon 0,13; H_2O und Verlust 0,15 (Fr. Sandberger).

D. des Kohlenkalks vom Belmore-Gebirge, Grafsch. Fermanagh, Irland: $CaCO_3$ 61,20; $MgCO_3$ 37,80; $FeCO_3$ 0,60; SiO_2 0,20 (Haughton).

Zechsteind. von Ilfeld im Harz: $CaCO_3$ 55,62; $MgCO_3$ 42,40; $FeCO_3$ 0,56 (Rammelsberg).

Zechsteind. von Lauterberg am Harz: $CaCO_3$ 65,57; $MgCO_3$ 20,12; Thon 15,65 (Stölting).

Muschelkalkd. von Segeberg: $CaCO_3$ 18,77; $MgCO_3$ 55,23; kieselsaure Thonerde 21,36; Al_2O_3 4,43; Bitumen 0,21 (Karsten).

Muschelkalkd. von Reutte im Lechthal: $CaCO_3$ 59,10; $MgCO_3$ 19,05; Al_2O_3 3,60; SiO_2 13,35; Fe_2O_3 0,70; Bitumen 2,00; H_2O 2,00 (Gümbel).

D. des weissen Jura von Staffelberg in Franken: $CaCO_3$ 58,33; $MgCO_3$ 24,10; SiO_2 und Al_2O_3 13,17; H_2O und Verlust 4,37 (Reinsch).

Eine grosse Anzahl von Analysen südtiroler D.e und dolomitischer Kalke theilt Doelter im Jahrb. geol. R.-Anstalt 1875. 318 mit. — In sehr vielen D.en und dolomitischen Kalken aus dem Muschelkalk, dem Keuper und dem Jura des südwestlichen Frankreichs und der Alpen fand Dieulafait schon bei Anwendung von höchstens 100 g neben Mn einen Gehalt an Zn im Zustande der Diffusion; auch zeigte sich stets eine Gegenwart von bituminösen Massen und von Ammoniaksalzen, aus welchen Salpetersäure hervorgeht (Comptes rendus XCVI. 1883. 72. 125). Ein fast ganz normaler, an der Luft hellbraungrau werdender D. von der todten Alp zwischen dem Lüner See und der Scesaplana enthielt nach Hoppe-Seyler in den 1,08% in Salzsäure unlöslichen Stoffen schwarzes, fein vertheiltes Schwefeleisen, kohlige organische Substanz, eine geringe Menge in Alkalilauge löslicher brauner Humussubstanz, sowie einen in Äther löslichen paraffinartigen organischen Körper (Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 523).

Die Härte des D. beträgt 3,5—4,5, ist demnach grösser als die des Kalksteins; auch das spec. Gew., welches zwischen 2,8 und 2,95 schwankt, ist höher als das des Kalksteins.

Normaler Dolomit in derben Stücken mit HCl begossen braust fast gar nicht oder doch nur sehr wenig auf, im gepulverten Zustand aber braust er stark, zumal wenn man erwärmte Säure anwendet, und er löst sich alsdann allmählich auf, wobei etwaige Beimengungen von Sand, Thon, Kohle u. s. w. zurückbleiben. Normaler gepulverter D. löst sich in der Kälte nicht in Essigsäure, woraus jedenfalls hervorgeht, dass er kein Gemenge von Kalkspath und Magnesit ist. — Behandelt man dolomitischen Kalkstein mit kohlensäurehaltigem Wasser, so wird zunächst nur $CaCO_3$ gelöst. Bischof erhielt aus einem solchen mit 11,54% $MgCO_3$ so nach 24 Stunden blos $CaCO_3$ und eine schwache Spur $MgCO_3$; Doelter und Hörnes zogen aus einem mit 13,94% $MgCO_3$ in 48 Stunden neben $CaCO_3$ nur eine starke Spur $MgCO_3$ aus. — Wirklicher Normaldolomit scheint aber, wenigstens nach den Versuchen von Gorup-Besanez und Göbel, bei der Einwirkung des kohlensauren Wassers als solcher gelöst zu werden, denn der Rückstand entsprach fast genau der Zusammensetzung des ganzen Gesteins.

Karsten hat zuerst angegeben, dass, wenn man das Pulver eines dolomitischen Kalksteins bei einer Temperatur unter 0° mit verdünnter Essigsäure übergiesst, nur $CaCO_3$ ausgezogen wird und normal zusammengesetzter Dolomit in mikroskopischen Kryställchen ungelöst zurückbleibt (Arch. f. Min. u. s. w. XXII. 572). Wenn die Trennung in der That auf solche Weise erfolgte, so spräche dies, wie auch A. Inostranzeff zur Bestätigung seiner Beobachtungen (vgl. S. 491) hervorhebt, dafür, dass solche Gesteine als innige Gemenge von Dolomitspath und

Calcit aufzufassen sind. (Vgl. auch Schafhäutl über die so zusammengesetzten D.e der bayerischen Voralpen N. Jahrb. f. Min. 1864. 812).

Forchhammer behandelte den dichten D. von Faxö mit Essigsäure und zog damit aus demselben 97,13 $CaCO_3$ und 2,87 $MgCO_3$ (also fast blos das erstere Carbonat) aus; der Rückstand enthielt 58,38 $CaCO_3$ und 41,42 $MgCO_3$, besass also ebenfalls sehr nahe die Zusammensetzung des reinen normalen D. (Journ. f. pr. Chem. XLIX. 52). Pfaff fand indessen, dass die D.e des fränkischen Jura sich nicht so verhalten. Als Doelter von dem dolomitischen Kalk der Marmolata, welcher 84,82 $CaCO_3$ und 13,94 $MgCO_3$ enthielt, 2,355 Gramm 48 Stunden lang mit verdünnter Essigsäure behandelte, hatten sich daraus 1,698 Gr. $CaCO_3$ und 0,1566 Gr. $MgCO_3$ gelöst, d. h. während im Gestein das Verhältnis von $MgO : CaO = 1 : 7,15$ war, ist es in dem Gelösten $= 1 : 12,74$; es ergibt sich also aus diesem Versuch (bei welchem freilich die Temperatur der Essigsäure nicht angeführt wird) eine gleichzeitige, nicht unbeträchtliche Lösung von $MgCO_3$ (Jahrb. geol. R.-Anst. 1875. 328). J. Roth erhielt aus einem »dolomitischen Kalkstein« (sog. Auswürfling vom Rio della Quaglia am Monte Somma), welcher aus 57,25 $CaCO_3$ und 42,75 $MgCO_3$ bestand (und demzufolge mehr ein Dolomit war), durch Behandlung mit verdünnter Essigsäure allerdings bei 16°—20° C. eine Lösung von 58,94 $CaCO_3$ und 41,06 $MgCO_3$ sowie einen Rückstand von 54,79 $CaCO_3$ und 45,21 $MgCO_3$ (Z. geol. Ges. IV. 1852. 565), und er sieht demzufolge in diesem Gestein ein Gemenge von 46,82 reinem normalem Dolomit und 53,18 dolomitischem Kalk von der Zusammensetzung ($5\,CaCO_3 + 4\,MgCO_3$). Alle diese Angaben stimmen wie man sieht nicht befriedigend unter einander überein. Haushofer, welcher schon vorher der Ansicht war, dass die angegebene Ausziehbarkeit des $CaCO_3$ durch verdünnte Essigsäure überhaupt neuer experimenteller Belege bedürfe (Journ. f. pr. Chemie VIII. 147; auch N. Jahrb. f. Min. 1873. 760), hat später selbst eine Reihe von Versuchen über die relativen Mengen der durch Essigsäure gelösten Stoffe, über den Einfluss von Zeit, Temperatur und Concentrationsgrad des Lösungsmittels angestellt (Sitzungsber. Münch. Akad. 1881. 220). Die Einwirkung der Säure dauerte 48 Stunden, meist bei einer Temperatur zwischen 0° und — 3°, zuweilen bei 18°—20°. Es ergab sich, dass die Bestandtheile des normalen Dolomits von starker wie von verdünnter Essigsäure auch bei niedriger Temperatur in beträchtlicher Menge als solche gelöst werden, so dass die Zusammensetzung des behandelten Pulvers, die des Gelösten und die des Rückstandes fast genau übereinstimmten (gewöhnlich enthielt das Gelöste ganz geringe Mengen Magnesia mehr als der Rückstand). Ferner zeigte sich, dass der Concentrationsgrad der Säure, die Temperatur und die Einwirkungsdauer insbesondere auf die Menge des Gelösten von Einfluss sind, aber in viel geringerem Grade das relative Verhältniss der gelösten Carbonate alteriren; verdünnte Säure löst häufig mehr als stärker concentrirte. Anders ist das Verhalten der kalkreicheren Dolomite: hier ist die Lösung viel reicher an CaO, der Rückstand reicher an MgO als die behandelte Substanz. Bisweilen erreicht hier der Rückstand die Zusammensetzung des Normaldolomits und zwar um so mehr, je grösser der gelöste Antheil ist. Der Süsswasserdolomit von Steinheim (mit 62,98 $CaCO_3$ und 36,31 $MgCO_3$) lieferte indessen in keinem Falle, auch nach langer Behandlung, einen normaldolomitischen Rückstand: während 60,5 bis 60,1 $CaCO_3$ und 39,5 bis 40,0 $MgCO_3$ in Lösung gingen, enthielt der Rückstand 67,3 bis 65,4 $CaCO_3$ und 32,7 bis 35 $MgCO_3$. Weitere Untersuchungen, namentlich über das Verhalten noch magnesiaärmerer Massen, der eigentlichen dolomitischen Kalksteine sind sehr wünschenswerth. — Vielleicht ist ein Theil der Abweichungen in den Resultaten darauf zurückzuführen, dass Dolomitspathkörner Einschlüsse von Calcitpartikelchen enthalten, welche letztere so der Einwirkung ihres sonstigen Lösungsmittels entzogen werden.

Der Dolomit ist ein krystallinisches Gestein und zwar theils phanerokrystallinisch, theils kryptokrystallinisch. Die Schichtung ist wie beim Kalkstein entwickelt, es gibt aber auch eine grosse Anzahl von D.en, welche gar keine Spur von Schichtung zeigen, sondern als massige, wild und regellos zerklüftete Felsgesteine erscheinen. Nach den Structurverschiedenheiten pflegt man folgende Varietäten zu unterscheiden:

Körniger Dolomit. D.e von makroskopisch sehr deutlicher, körnig-krystallinischer Zusammensetzung, bald fest, sandsteinartig und dem körnigen Kalkstein sehr ähnlich, bald mehr lockerkörnig, wie Zucker, oft so locker, dass man die einzelnen kleinen Rhomboëderkrystalle von einander unterscheiden kann; sehr häufig auch porös und voller kleiner Zellen, welche innen mit winzigen rhomboëdrischen Individuen überdrust sind. U. d. M. findet man bisweilen eine an diejenige mancher Marmore (S. 447) erinnernde Ausbildung, dass zwischen grösseren klarerern Körnern eine höchst feinkörnige trübere Zwischenmasse in Streifen und Flecken erscheint. Der Bruch ist glänzend oder perlmutterartig schimmernd; manche D.e dieser Art sind fast zerreiblich. Die Farbe ist meistens gelblichweiss bis graugelblich, doch gibt es auch schneeweisse, sowie rauchgraue und braune Varietäten; bisweilen zeigt das Gestein mehrere Farben in Flecken und Streifen; bei Mansfield in Nottinghamshire findet sich feinkörniger D. des Zechsteins von dunkelrother Farbe.

An mehreren Punkten in der Maurienne, namentlich zwischen Modane und Villarodin (Roc tourné), erscheinen D.e, welche durch und durch mit kleinen Albitkryställchen erfüllt sind; solche dolomies albitifères finden sich ebenfalls am Col de Taux (vgl. Bull. soc. géol. (2) XIX. 1862. 129), ferner am Col de Bonhomme, s.w. vom Montblanc und in der Umgegend von Aste im Ossau-Thal der Pyrenäen (vgl. G. Rose in Poggend. Annal. CXXV. 457 über die Krystallgestalten der alpinen Albite, welche interessante Zwillinge und Doppelzwillinge darstellen, ebenfalls Z. geol. Ges. XVII. 1865. 434). Dieselben Albitzwillinge fand v. Lasaulx auch in dem dolomitischen Kalkstein von der Butte du Mont Cau im Cirque du Pey-de-Hourat, Pyrenäen (Z. f. Kryst. V. 1881. 341).

Glimmer, Talk, Quarz und Hornsteinknollen sind nicht seltene accessorische Gemengtheile in den körnigen D.en, von denen übrigens manche gänzlich frei von solchen beigemengten Mineralien sind. In dem zum devonischen Eifelkalkstein gehörigen porösen gelblichbraunen D. von Hassley zwischen Hagen und Limburg a. d. Lenne, bei Suttrop in Westphalen finden sich weisse und röthliche, auch wasserhelle Quarzkrystalle (stets ∞P.P) mit einer Länge von 13—20 mm, welche leicht herausgelöst werden (v. Dechen, Erläut. z. geol. K. d. Rheinpr. u. s. w. 1884. 171). — Andere Vorkommnisse sind dagegen reich an selteneren Mineralien; so sind es namentlich der schöne D. des Binnenthals im Oberwallis, sowie der von Campo longo am St. Gotthard, welche eine grosse Anzahl accessorischer Gemengtheile bergen. Man kennt noch Grammatit zu Campo longo, Breuil im Wallis, Spitzberg in Uri, Wunsiedel im Fichtelgebirge, Lengefeld im Erzgebirge, Litchfield und Canaan in Connecticut. Talk im Ursernthal, Canton Uri. Tur-

malin, gelben: im Binnenthal; grünen und wasserhellen: zu Campo longo. Anatas zu Smithfield, Rhode-Island. Korund, Turmalin, Diaspor, Realgar, Zinkblende, Eisenkies zu Campo longo; vgl. über dieses Vorkommniss G. vom Rath, Poggend. Annalen 1864. CXXII. 404 und Z. geol. Ges. XIV. 1862. 465. Barytocölestin, Hyalophan, Dufrenoysit, Skleroklas im Binnenthal (Sartorius v. Waltershausen in Poggend. Annal. 1854. XCIV. 115, Heusser ebendas. 1856. XCVII. 115). Nach Hugard kommen in diesem mineralreichen D. aus dem Binnenthal die accessorischen Gemengtheile auch in fast nur mikroskopischer Grösse vor (Comptes rendus, 1858. XLVI. 1261). Über accessorische Mineralien in dem früher für Kalkstein gehaltenen D. des Böhmerwaldes vgl. Min. Mittheil. 1873. 273; hier finden sich im s. Theil bei Svinětic Muscovit, Spinell, Chondrodit, Magnetit eingewachsen. Ein Theil dieser Mineralien hat sich in dem D. erst entwickelt, ein anderer Theil ist als Erbgut aus dem Kalkstein überkommen, aus welchem sich der D. vielfach gebildet hat. Kalkspathdrusen in den D.en der thüringischen Zechsteinformation. Aragonitdrusen in dem dem Glimmerschiefer eingebetteten D. des Heidelbachthals bei Wolkenstein in Sachsen. — H. Thürach wies u. d. M. nach: im Zechsteind. von Nieder-Görrisseifen in Niederschlesien Kaliglimmer, Anatas, Brookit, Zirkon, Rutil, Granat, Turmalin; in vielen anderen D.en dieselben mikroskopischen Mineralien; im Röthd. von Brugères in den Vogesen, sowie im D. des Rothliegenden von Wittichen im Schwarzwald noch Staurolith; im D. von Sulzbad in den Vogesen noch Magnetit; im Röthd. von Zweibrücken noch Apatit, im D. der Lettenkohlengruppe vom Faulen Berg bei Würzburg noch Picotit.

Petrefacten sind in den Dolomiten lange nicht so häufig wie in den Kalksteinen und erscheinen auch gewöhnlich nur in der Form von Steinkernen. In den Dünnschliffen südtiroler D.e werden nach Loretz die äusseren und inneren Umrisse der Schalen von Foraminiferen, kleinen Gastropoden u. s. w. fast immer durch eine verschieden dicke Lage sehr fein krystallinischer Snbstanz bezeichnet, während der eigentliche Schalenraum durch gröber krystallinische Masse erfüllt ist. Im Allgemeinen sind die kleinen organischen Formen in den D.en viel mehr verwischt, als in den Kalksteinen, wahrscheinlich in Folge der in den ersteren vielfach stattgefundenen Umwandlungsprocesse.

Cavernöser Dolomit (Rauchwacke, Rauhkalk, Cargneule) ist ein feinkörniger D., der von unregelmässig gestalteten, meist eckig gezerrten, aber auch rundlichen, bald grösseren, bald kleineren Zellen und Höhlungen vollständig durchzogen ist, wodurch das Gestein wie der Name besagt, ein sehr rauhes (rauches), zerfressenes und durchlöchertes Ansehen gewinnt; diese Beschaffenheit ist wohl dadurch entstanden, dass aus dolomitischem Kalk leichter lösliches Kalkcarbonat entfernt wurde. Die Höhlungen sind auf ihrer Innenseite mit kleinen Dolomitspathrhomboëdern überkrustet und entweder leer, oder mit erdig-sandartigen Dolomittheilchen locker erfüllt. Brauneisenstein, Kalkspath, Eisenspath und Schaumkalk, eine Pseudomorphose von Aragonit nach Gyps finden sich zuweilen beigemengt. Der cavernöse D. ist meist von gelblichgrauer oder

rauchgrauer Farbe und hauptsächlich in der Zechsteinformation des Thüringer Waldes (die zerrissenen höhlenreichen Felsen des Altensteins und Hohlen Steins) und des s. und ö. Harzrandes entwickelt. Eine Beimengung von Bitumen macht das Gestein bisweilen stinkend.

Dichter Dolomit, ein kryptokrystallinisches Gestein, dessen körnige Structur man aber leicht u. d. M. wahrnimmt; er besitzt weissliche, gelbe, graue und braune Farben und ist in seinem ganzen äusseren Ansehen dem dichten Kalkstein überaus ähnlich. Ob ein Kalkstein dolomitisch sei, kann man an seinem Verhalten gegen Schwefelsäure beobachten; wird ein solches gepulvertes Gestein mit warmer Schwefelsäure behandelt, so bildet sich unlöslicher schwefelsaurer Kalk und schwefelsaure Magnesia geht in Lösung; ist diese mit etwas Alkohol versetzte Lösung abfiltrirt, so setzen sich aus derselben Krystallnadeln von schwefelsaurer Magnesia (Bittersalz) ab. Der dichte D. ist manchmal vollständig kreideähnlich; mitunter entwickeln sich auch aus ihm zellige und poröse Varietäten.

In den geschichteten Dolomitbänken Südtirols beobachtete Loretz eine der Bankung parallele Abwechselung von sehr dünnen Schichten und Streifen äusserst fein krystallinischer Masse mit solchen von mikroskopisch gröber-körnigem Gefüge; die alternirenden Lagen greifen u. d. M. manchmal unregelmässig in einander ein, oder es ziehen sich von der einen Lage kleine Ausläufer quer durch die benachbarte hindurch. Andere D.e dieser Gegend zeigen nach ihm eine an Breccien erinnernde Structur, indem unregelmässig eckig gestaltete Partieen von sehr feinkrystallinischem Gefüge in einer gröber krystallinischen Masse liegen oder umgekehrt (Z. geol. Ges. XXX. 1878. 387).

Gypshaltiger Dolomit, sog. Gypsdolomit, erscheint im Röth des östl. Thüringens, namentlich in dessen unteren Horizonten; er führt nicht nur grüngelbe und rothe Knollen von Sterngyps, sondern der Gyps lagert auch als dünne Streifen und Blättchen von etwas dunklerer Farbe zwischen dem Dolomit, sich verrathend durch den spiegelnden Glanz einzelner grosser Spaltungsflächen; mikroskopische Quarzkryställchen sind ihm eingelagert. Solche Gypsdolomite liefern ausser den Carbonaten selbst 44,21% $CaSO_4$ (H. Schillbach, Gypsdol. im Röth d. Umgeg. v. Jena, In.-Diss. Jena 1893).

Dolomitasche nennt man namentlich in der Zechsteinformation Thüringens erdigen oder staubartigen D. von aschgrauer (im trockenen Zustand), gelblichgrauer oder gelblichbrauner Farbe (im feuchten Zustand), mit mattem oder schimmerndem Glanz; u. d. M. gewahrt man, dass die kleinen Theilchen sämmtlich mehr oder weniger scharfkantige Rhomboëder darstellen, weshalb sich diese Dolomitasche auch meistens rauh anfühlt. Die Zellen und Cavitäten der Rauchwacke sind sehr häufig mit Asche angefüllt; die Asche ist in sehr vielen Fällen bituminös und stinkend, bleicht auch an der Luft.

Im mittleren Zechstein (Hauptdolomit) von Gera, so bei Leumnitz, am Lindenthal erscheinen nach Liebe (Z. geol. Ges. VII. 1855. 423) und Loretz (ebendas. XXXI. 1879. 767) ausgezeichnet oolithisch struirte Dolomite. Unter den D.en der englischen Zechsteinformation, z. B. auf der Ostseite des Vorgebirges Hartlepool in Durham, zwischen dem Don und Went in Yorkshire, finden

sich gleichfalls oolithische Varietäten. Die Körner erscheinen nicht immer von bestimmten Umrissen, und sind entweder solid oder in der Mitte hohl, wobei dann auf dem Bruch viele kleine Poren sich zeigen. Auch in dem Schlerndolomit Tirols, z. B. am Rauchkofl beim Pragser Wildsee, macht sich nach Loretz vielfach ein oolithisches Gefüge geltend; die oolithischen Theile liegen hier oft ganz dicht aneinander, oft ganz spärlich in einer nicht oolithisch struirten Dolomitmasse; auf verwitterten Stücken gewahrt man deutlich ihren concentrischschaligen Aufbau, welcher bisweilen bis zum Centrum geht, während andererseits die Schalen auch um einen nicht oolithischen Kern unorganischer, auch wohl organischer Natur herumliegen (Z. geol. Ges. XXVI. 1874. 433). Zum Theil handelt es sich hier nicht um eigentliche Oolithe, sondern um oolithenähnliche Bildungen, welche aus einander umhüllenden Zonen von feiner und von gröber krystallinisch ausgebildeter Masse bestehen, vgl. Bd. I. 485 (ebend. 1878. 388). — Einen ausgezeichneten Dolomit-Pisolith aus innig aneinandergefügten, selten unter 2 cm, bisweilen bis 13,5 cm dicken Kugeln oder unregelmässigen Polyëdern lehrte aber v. Zepharovich von Zepce an der Bosna kennen. Der Kern besteht aus eckigen Körnchen eines gelblichen Magnesits (mit 3,5% $CaCO_3$), die durch feine concentrische Zonen von Eisenoxydhydrat scharf markirten Schalen sind innen grünlicher, aussen weisser radialfaseriger D. (50,7 $CaCO_3$, 41,5 $MgCO_3$). Bei einem ähnlichen Pisolith von Rakovác in Slavonien besteht auch der Kern aus D. (Z. f. Kryst. IV. 1880. 113; v. Hauer, Verh. geol. R.-Anst. 1879. 121).

Dolomite erscheinen, gleichwie die Kalksteine schon in den archäischen Schiefergebirgen und dann in fast allen sedimentären Formationen jedweden Alters; in der devonischen, der Dyas-, Trias- und der Juraformation sind sie am reichlichsten entwickelt.

Dolomite in der Form von Lagern und Stöcken im Gneiss kennt man von einigen Punkten, z. B. von Memmendorf bei Freiberg, aus dem südl. Theil des Böhmerwaldes, im Schlossgrund bei Oppenau im Schwarzwald (blutroth, mit strahliger Hornblende nach Sandberger), vom Taberg in Schweden. Auch im Gebiet des Glimmerschiefers und des Phyllits kommt D. vor, so in der Gegend von Wunsiedel und Redwitz im Fichtelgebirge, bei Lengefeld im Erzgebirge, im Heidelbachthal unfern Wolkenstein in Sachsen, bei Rothzechau ö. von Schmiedeberg in Schlesien, bei Stolzenhaun im Saazer Kreis in Böhmen (Jokély, Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 563), bei Oberwölz in Obersteiermark, Krems in Österreich. In dem Laurentian Canadas lagern ausgedehnte D.e mit Serpentinen und krystallinischen Kalken. Manche sog. Kalksteine in diesen Formationsgebieten mögen sich bei näherer Untersuchung als Dolomite oder dolomitische Kalksteine erweisen. Bei Vage im norwegischen Gudbrandsdal findet sich Dolomit im Talkschiefer (nach Scheerer, Poggend. Annalen LXV. 1845. 284). In dem postarchäischen Glimmerschiefer des Fauske-Districts in Nordland lagert nach Vogt ein ca. 600 m mächtiger blendend schneeweisser marmorähnlicher, beinahe absolut chemisch reiner Normaldolomit (Salten og Ranen, Kristiania 1891. 211). Der eigenthümliche, stark gestreckte »roth-weiss-bunte Marmor« von Lögaflen u. a. O. in Fauske besteht aus unregelmässig begrenzten Partieen von weissem feinkörnigem D. und rothem grobkörnigem Kalkstein, der letztere mit ziemlich viel Quarz, Biotit, Fuchsit, Rutil u. s. w. — Ausgedehnte D.e treten im s.ö. Minnesota zwischen dem obercambrischen Potsdam-Sandstein und dem untersiluri-

schen St. Peter-Sandstein auf (C. W. Hall und Sardeson, Bull. geol. soc. Amer. III. 1892. 345).

Im Silur und Devon spielen D.e eine grosse Rolle, entweder selbständige Stöcke und Lager bildend oder mit Kalksteinen zu mächtigen Schichtensystemen verbunden. Obersilurische D.e erscheinen z. B. in Livland und auf der Insel Oesel in grosser Entwickelung, ferner auch bei Tetin in Böhmen, untersilurische in den nordamerikanischen Staaten Jowa (bis zu 250 Fuss mächtig, Am. journ. of sc. (2) XXVII. 1859. 107), Illinois, Wisconsin. Devonisch sind die stellenweise ausgezeichnet krystallinisch-körnigen D.e zwischen Sandomierz und Chenciny in Polen (Zeuschner, N. Jahrb. f. Min. 1868. 797). In der Eifel ist eine bedeutende Anzahl von Kalksteinmulden dem devonischen Grauwacken- und Thonschiefergebirge eingelagert und das oberste und innerste Glied derselben besteht aus D., welcher z. B. zu Gerolstein charakteristische Felsen bildet. In den oberen Lahngegenden stehen gleichfalls D.e mit devonischen Kalksteinen in Verbindung (Diez, Weinbach, Niedertiefenbach, Dehren und Steeten).

In der Steinkohlenformation treten sowohl mit dem marinen Bergkalk, als auch in Verbindung mit den limnischen Kalksteinen D.e auf. Verbreitet sind nach Le Play und Murchison die D.e in den verschiedenen Terrains der russischen Steinkohlenformation, am Donetz, am Waldaigebirge u. s. w. Auch der englische und irische Kohlenkalkstein enthält Einlagerungen von D., z. B. bei Ormeshead in Flintshire (Wales), bei den Skerries n. von Dublin.

Im rothen Sandstein des Rothliegenden von Trautliebersdorf und Albendorf bei Schömberg in Schlesien lagern Dolomitmassen, welche auch aus dem erzgebirgischen Rothliegenden bekannt sind; Naumann erwähnt ein Dolomitlager bei Schweinsdorf in dem als untere Grenzstufe des Rothliegenden erkannten Döhlener Kohlenbassin bei Dresden. Im Ganzen ist diese Gruppe indess arm an dolomitischen Gesteinen. Eine desto mächtigere und ausgedehntere Entwickelung gewinnen diese aber in der Zechsteinbildung Thüringens und des Harzes. Die Zechsteindolomite Thüringens sind meistens als sog. Rauchwacke ausgebildet. Diese porösen und cavernösen D.e bilden dort sehr höhlen- und spaltenreiche Felsmassen, z. B. in der Gegend von Altenstein und Liebenstein (hohle Stein, hohle Scheuer). In der oberen Abtheilung des Zechsteins von Riechelsdorf und Allendorf in Hessen ist die Rauchwacke ebenso entwickelt, wie in Thüringen und setzt dort gleichfalls seltsam gestaltete Felsen zusammen. Bei Stadtberge in Westphalen, bei Gera im Fürstenthum Reuss findet sich die Rauchwacke ebenfalls als Glied der Zechsteinbildung wieder. Ein Theil der mittleren Zechsteinformation in der weiteren Umgebung von Gera ist von Liebe als Riffbildung und zwar als Bryozoen- und Hornkorallen-Riff erkannt worden (Z. geol. Ges. IX. 1857. 420). Die englische Zechsteinbildung (Magnesian-limestone) zeigt zwischen Nottingham und Tynemouth in ihrer oberen Abtheilung eine ausserordentliche Ähnlichkeit mit dem thüringischen Zechstein, indem die Rauchwacke mit ihrem zerfressenen zelligen Gefüge, ihrem grossen Reichthum an Varietäten, ihren zerrissenen ausgehöhlten Felsformen an beiden Orten auf das getreueste übereinstimmt und auch die Dolomitasche dem englischen Zechstein nicht fehlt. Die Zechsteinbildung in Frankreich in der Gegend von Lodève (Dép. Hérault), Alboy (Dép. Aveyron), Neffiez (in Languedoc) weist dieselben, oder sehr verwandte Gesteine auf.

Während im Buntsandstein D.e von irgend einer Bedeutung kaum bekannt sind, erscheint als unterstes, durch Petrefactenreichthum ausgezeichnetes Glied des Muschelkalks vielorts der Wellendolomit, ein gelblichgraues Gestein, von Quenstedt so genannt wegen der wellenförmigen Runzeln auf der Oberfläche seiner Bänke; z. B. bei Jena am Hausberge, auf dem Eichsfelde bei Worbis und Hainrode in Meiningen und Waldeck, sehr entwickelt auf beiden Ufern des Rheines in Baden

und Württemberg, im Elsass und in Lothringen. In Oberschlesien sind Muschelkalkdolomite vielfach erzführend ebenfalls verbreitet, namentlich in der mittleren Etage.

Als das unterste Glied der Keuperformation tritt am oberen Neckar Schwabens und Frankens eine mächtige Dolomitablagerung auf. Grenzdolomit nennt man den, namentlich Myophoria Goldfussi führenden, welcher in sehr zahlreichen Gegenden, am s. Harzrand, im ö. Thüringen, bei Meiningen, in Hessen, bei Würzburg, in Württemberg, am Südabhang des Odenwalds, im s.ö. Schwarzwald, im Elsass, überall verbreitet, die untere Etage des Keupers nach oben gegen die mittlere abschliesst. Bei Coburg bilden hellgefärbte, oft kieselige D.e die oberste Etage der Keuperformation. In der oberen Trias Südtirols kommen zwei sehr ausgezeichnete Dolomit-Horizonte vor, die landschaftlich berühmten Colosse vom Schlern, Blattkofl, Langkogl, Rosengarten, mit ihren obeliskenförmigen grotesken Felsgebilden aufbauend; den oberen D. nannte v. Richthofen Schlerndolomit, den unteren Mendoladolomit (obschon an der Mendola der obere an Mächtigkeit überwiegt). Der Schlerndolomit Südtirols ist nach v. Richthofen in Korallenriffen von ähnlicher Gestalt, wie wir sie heute sehen, zur Triaszeit aufgewachsen und kann nicht, wie Gümbel meint, eine über ganz Südtirol ausgebreitete und nachträglich bis auf die wenigen vorhandenen Überreste zerstörte Decke gebildet haben (Geogn. Beschr. d. Umg. v. St. Cassian u. s. w., Z. geol. Ges. XXVI. 1874. 233) — eine Ansicht, welche später durch v. Mojsisovics und R. Hoernes nachdrücklich unterstützt wurde und, wie es scheint, trotz des Einspruches von Gümbel (Sitzgsber. d. Münchener Akad. 1873. 14; vgl. auch Loretz, Z. geol. Ges. XXVI. 1874. 437) von den meisten Seiten Anerkennung gefunden hat. v. Richthofen begründete dieselbe, namentlich auch um das Vorhandensein einer Schichtung in dem tiroler Dolomit und die Seltenheit von Korallenresten in ihm zu erklären, auf eigene Beobachtungen an einem gehobenen Korallenriff der Südküste von Java. Auch von Dana ist die Dolomitisirung recenter Korallenriffe sehr ausführlich nachgewiesen worden (Corals and Coral islands 1879. 356).

Eine weit geringere Verbreitung als in den vorhergehenden Formationen hat der D. im Lias. In Deutschland sind solche Liasd.e nicht entwickelt, man kennt sie aus einigen Gegenden Südfrankreichs, z. B. von Figeac (Dép. Lot), Villefranche (Dép. Haute-Garonne), Alais (Dép. Gard). Nach Zeuschner findet sich auch an der Tatra in den Karpathen liassischer Dolomit. Ebenfalls sind in dem braunen Jura D.e fast nur aus Frankreich bekannt, wo sie nach Dufrénoy z. B. bei Bruniquel am Ufer des Aveyron, bei Ruffigny in der Gegend von Poitiers das unterste Glied der Juraformation ausmachen. Bedeutend entwickelter, mächtiger und verbreiteter tritt dagegen der D. im Bereich des weissen Jura auf. Diese D.e sind meist porös-krystallinisch, besitzen auch cavernöse Structur und zeichnen sich, wie die des Zechsteins, durch ihre schroffen, seltsam gestalteten, wildzerrissenen und von zahlreichen Höhlen durchzogenen Felsen aus, für welche namentlich die berühmten ruinenartigen Felsgebilde und Höhlen der fränkischen Schweiz (in der Gegend von Streitberg, Muggendorf, Gailenreuth ein Beispiel liefern. Auf der schwäbischen Alb ist der D. des weissen Jura eng mit Kalksteinen verknüpft. Ähnliche steile, zackige und zerborstene grottenreiche Felsen bildet der gleichalterige D. bei Eehte in Hannover und in den französischen Cevennen.

Selten nur ist der D. in der Kreideformation. In Algier sollen Kreided.e verbreitet sein und nach Ami Boué bestehen die Gipfel der Kreideketten in der Türkei aus D. Ausserdem kennt man solche D.e an einigen Punkten im südlichen Frankreich (z. B. im Becken des Adour), in der Gegend von Palermo auf Sicilien und von Donalds-Kills in der Nähe von Keady in Irland. — Auch in Verbindung mit tertiären Ablagerungen erscheinen D.e, z. B. mit dem Süsswasserkalkstein von Dächingen bei

Ulm; mancherlei andere tertiäre Kalkgesteine enthalten eine verhältnissmässig beträchtliche Menge von kohlensaurer Magnesia.

Chromdolomit wurde von Breithaupt ein schön grün gefärbtes Gestein genannt, welches zu Nischne-Tagilsk am Ural vorkommt, und aus Dolomit, aus kleinen Körnchen oder Kryställchen von Chromit, sowie aus dünnen Lamellen eines grünen, Chromoxyd (in unbekannter Verbindung) enthaltenden Minerals besteht; bisweilen ist Eisenkies und gediegen Gold eingesprengt.

Die kohlensaure Magnesia bildet rein als Magnesit hier und da selbständige, oft mächtige Ablagerungen. Im normalen Zustand besteht der Magnesit aus 47,62 MgO und 52,38 CO_2. Kieselsäure ist häufig beigemengt. Nach Sterry Hunt erscheinen an den Green-Mountains in Canada ausgedehnte Magnesitlager in Verbindung mit Serpentinen; den Magnesiten sind manchmal Quarz- und Feldspathkrystalle, Serpentinkörner und Talkblättchen eingesprengt. Auch zu Baumgarten in Schlesien, zu Hrubschitz in Mähren in Verbindung mit Serpentinen. — Hier mag auch der Pinolit Rumpf's erwähnt werden, welcher aus sattelförmigen oder linsenförmigen milchweissen Magnesitkrystallen und Thonschiefer (stellenweise Talkschiefer) besteht; die Magnesitkrystalle liegen theils ordnungslos, theils gruppenweise nahezu radial um gemeinsame Axen geschaart, so reichlich in der schwarzen Thonschiefermasse, dass letztere nur wie eine Ausfüllungssubstanz zwischen ihnen erscheint. Hauptfundorte sind die Gebirgsschlucht »der Sunk« und Wald in Steiermark, sowie der Semmering in Niederösterreich (Min. Mitth. 1873. 268; der Vulgärname ist Pinolistein wegen der Ähnlichkeit der Magnesitlinsenquerschnitte mit denen der Früchte der Pinus pinea); auch zu Goldeck bei Lend im Unterpinzgau findet sich Pinolit, dessen Magnesitindividuen fast regelmässig einen dunkleren Kern, manchmal sogar Thonschieferpartikelchen enthalten (Rumpf, ebendas. 1874. 281).

Die Frage nach der Entstehungsweise der Dolomite ist in hervorragender Weise lange Zeit hindurch Gegenstand chemisch-geologischer Forschungen gewesen. Hypothesen folgten auf Hypothesen, zum Theil abenteuerlicher Art, wie es die in früheren Jahren weniger fortgeschrittene Kenntniss chemischer Gesetze mit sich brachte und erwiesen sich als unwahrscheinlich oder unmöglich, bis man endlich zu der Überzeugung gelangte, dass es wohl Vorgänge ganz einfacher Art sind, durch welche die Dolomite gebildet wurden.

Zunächst ist gar nicht zu bezweifeln, dass ebenso gut, wie kohlensaurer Kalk, sich auch das Doppelcarbonat von Kalk und Magnesia direct aus wässeriger Lösung absetzen kann. Experimentell gelingt es allerdings in der Regel nicht, eine solche Verbindung aus ihrer Auflösung darzustellen, wie denn G. Bischof gezeigt hat, dass aus einer Lösung von Kalk- und Magnesiacarbonat in kohlensäurehaltigem Wasser beim Verdunsten der Kohlensäure sich beide Carbonate gerade getrennt absetzen, und zwar der kohlensaure Kalk zuerst. Gorup-Besanez (und mit ihm in Übereinstimmung Hoppe-Seyler) erhielt bei dieser Gelegenheit in gewöhnlicher Temperatur zuerst einen krystallinischen Niederschlag von $CaCO_3$ mit 9—10% $MgCO_3$, alsdann krystallisirte wasserhal-

tiges $MgCO_3$; wurde die Lösung in gelinder Wärme verdampft, so entstand zuerst $CaCO_3$ mit 7—9 % $MgCO_3$, beim weiteren Abdampfen $MgCO_3$ mit 11 % $CaCO_3$ — aber auch hier kein Dolomit. Scheerer beobachtete dagegen, abweichend davon, als er eine gemischte Lösung von Kalk- und Magnesiacarbonat in kohlensaurem Wasser bei gewöhnlicher Temperatur verdunsten liess, »noch ehe sich die einfachen Rhomboëder des kohlensauren Kalks und die charakteristischen Prismenbüschel des wasserhaltigen Magnesiacarbonats zeigten, bereits Krystalle von Kalkmagnesiacarbonat« (unter der Loupe deutlich erkennbare Rhomboëder und andere Formen), wie deren spätere chemische Prüfung ergab (N. Jahrb. f. Min. 1866. 11). Wie dem aber auch sei, es bekundet eine jede Druse von Dolomitspathkrystallen, dass directe Bildungsprocesse in der Natur von statten gegangen sind. Früher war man von der Ansicht überzeugt, dass eine solche directe Bildung eine Unmöglichkeit sei, und sah alle Dolomite als umgewandelte ehemalige Kalksteine an, denen in der einen oder anderen Form die Magnesia zugeführt sei.

Von den zahlreichen Beispielen, wo Dolomit oder stark dolomitischer Kalk als directer Absatz nach den Angaben entweder vor unseren Augen entsteht, oder gemäss seiner Beziehungen zu mitvorkommenden Gesteinen nur in dieser Weise gebildet worden sein kann, seien folgende erwähnt. Bei Neesham, am n. Ufer des Tees, erscheint Dolomit als eine ursprüngliche Quellenbildung. Die Quellen von St. Alyre bei Clermont setzen noch jetzt einen travertinartigen Kalkstein ab, welcher nach Girardin stark dolomitisch ist; er ist zerreiblich, gelblichbraun und enthält 24,40 $CaCO_3$ und 28,80 $MgCO_3$; ein alter Travertin ergab 40,22 $CaCO_3$ und 26,86 $MgCO_3$. Bei Cannstadt in Württemberg werden die Geschiebe im Neckar durch Dolomit, der sich aus dem Flusswasser abscheidet, cämentirt (Breithaupt, Paragenesis der Mineralien 1849. 46). Bei Pompejopolis am kleinasiatischen Meeresufer besteht das Bindemittel eines Conglomerats zufolge Durand-Claye aus 78,5 Kalk- und 21,5 % Magnesiacarbonat. Bei Dächingen unfern Ulm erscheint nach Leube ein vollkommener Dolomit mit 45,4 $MgCO_3$ von kreideähnlicher Beschaffenheit eng verbunden mit tertiären Süsswasserkalksteinschichten.

Die Ansicht von einer ursprünglichen Bildung vieler D.e hat daher auch im Laufe der Zeit sehr an Boden gewonnen und ist z. B. von Delanoue, Sterry Hunt, welcher Dolomitabsätze aus Quellen bei Quebec erwähnt, Kjerulf, Sartorius v. Waltershausen, Scheerer vertreten worden; für die D.e und dolomitischen Kalksteine der Düna- und Welikaja-Gegenden in Liv- und Kurland hat 1863 Fr. v. Rosen dieselbe höchst wahrscheinlich gemacht. Gümbel nahm sie für die D.e des fränkischen Jura und für diejenigen Südtirols in Anspruch, und auch Doelter und R. Hoernes haben sich der Annahme derselben nicht abgeneigt gezeigt. Loretz macht mit Recht darauf aufmerksam, dass bei den südtiroler D.en die sehr feinen und detaillirten Structurverhältnisse, welche sich als zarteste Schichtung, als oolithische und breccienähnliche Differenzirungen des Gesteinsgewebes kund geben, entschieden dafür sprechen, dass hier etwas Ursprüngliches vorliegt. Angesichts der Thatsachen, dass in dem norwegischen Nordland die in colossaler Mächtigkeit entwickelten D.e im Gegensatz zu den angrenzenden Kalksteinen keine Spur von organischer Substanz enthalten und chemisch genau

der Normalformel entsprechen, hält J. H. L. Vogt diese D.e für ursprüngliche chemische Sedimente, und nicht für umgewandelte Kalksteine, wogegen auch entschieden spricht, dass hier oft chemisch reine Dolomitschichten mit Kalksteinschichten abwechseln (Salten og Ranen, Kristiania 1891. 213). — Unter welchen Verhältnissen übrigens der directe Absatz von statten geht, ist nicht so ganz einfach einzusehen; vielfach entsteht unter sonst günstigen Bedingungen gleichwohl kein Dolomit: so setzen die Karlsbader Quellen, obschon sie $\frac{2}{3}$ mal so viel $MgCO_3$ als $CaCO_3$ enthalten, doch in ihrem Sprudelstein nur das letztere ab. So ist es auch wohl am Ende möglich, dass ein Theil der Angaben über directen Absatz von D. sich gar nicht auf solchen, sondern auf Gemenge von $CaCO_3$ und $MgCO_3$ bezieht. — Eine ursprüngliche Bildung von D., zu vergleichen dem Absatz des Kalksteins in Form eines organischen Kalkschlammes und -sandes ist deshalb ganz unwahrscheinlich, weil die Schalen der Meeresorganismen mit wenigen Ausnahmen nur ganz minimale Mengen von $MgCO_3$ enthalten.

Hier mag auch noch der ganz vereinzelt dastehenden Mittheilung von A. Moitessier gedacht werden, dass er einst eine zufällige Bildung rhomboëdrischer Krystalle von der Zusammensetzung des normalen Dolomits bei gewöhnlicher Temperatur in einem Bicarbonate enthaltenden Mineralwasser von Lamalou im Dép. Hérault beobachtet habe, welches sich in einer nicht gut verschlossenen Flasche befand (Will, Jahresber. d. Chemie 1866. 178).

Forchhammer versuchte 1850 zu zeigen, dass D. direct entstehen könne, indem Quellen, welche kohlensauren Kalk aufgelöst enthalten, auf die Magnesiasalze des Meerwassers zersetzend einwirken; in einem solchen Falle bildet sich immer eine Verbindung von $CaCO_3$ mit $MgCO_3$; der Magnesiagehalt scheint zu wachsen, je höhere Temperatur dabei angewandt wird, aber selbst wenn kalkcarbonathaltendes Wasser zu siedendem Meerwasser gesetzt wurde, enthielt der Niederschlag nur 12,23 % $MgCO_3$; diese erforderliche hohe Temperatur, bei welcher dennoch nicht die ganze Menge der kohlensauren Magnesia im D. entsteht, ist für G. Bischof wohl mit Recht ein Grund, dieser Bildungshypothese seine Anerkennung zu versagen. In späterer Zeit ist dieselbe von Hoppe-Seyler wieder aufgenommen worden, welcher die erforderliche hohe Temperatur als durch untermeerische vulkanische Eruptionen geliefert erachtet; immerhin aber würden auf solchem Wege doch nur ganz local beschränkte und unbedeutende Massen, nicht etwa von D., sondern von dolomitischem Kalkstein entstehen können; vgl. die treffende Kritik von R. Hoernes über diese Ansicht von Hoppe-Seyler in den Verh. geol. R.-Anst. 1876. 76.

Indessen gibt es doch auch sehr viele Dolomite, welche zweifelsohne aus der Umwandlung von Kalksteinen hervorgegangen sind. Die Anerkennung dieser Thatsache ist so alt, wie die Frage nach der Dolomitbildung überhaupt. Hauptsächlich die Lagerungsverhältnisse des D. und die Art und Weise seiner Verknüpfung mit Kalksteinen führten auf diese Anschauungsweise hin. Die ausserordentlich gestörte ja zertrümmerte Schichtung mancher D.e reimte man früher mit einer gewaltsamen, nebenbei mechanische Effecte bewirkenden Metamorphose durch Dämpfe. Andererseits war es der an sehr vielen Stellen beobachtete, insbesondere von oben her erfolgende oder an Spalten gebundene Übergang aus Kalkstein in D., welcher den Gedanken erzeugte, dass hier eine

Umwandlung des einen Gesteins in das andere und zwar des ersteren in das letztere vorliege.

Von den zahlreichen Beispielen solcher Übergänge seien nur wenige erwähnt. In der Gegend von Kleinlinden bei Giessen breitet sich nach v. Klipstein D. über den Kalkstein hin aus und setzt mit zwei gangförmigen Streifen in letzteren hinab, wobei an keinem Punkte eine scharfe Grenze zwischen beiden Gesteinen ersichtlich ist, sondern allmähliche Übergänge stattfinden. Eine an Spalten geknüpfte Herausbildung von massig erscheinendem D., ja von zelliger Rauchwacke aus regelmässig geschichtetem oberjurassischem Kalkstein beobachtete U. Schlönbach am Rande der Pedretter Hochebene, n. von Steierdorf im Banat (Verh. geol. R.-Anst. 1869. 271). Nach Ad. Schmidt lässt sich bei Wiesloch die Dolomitisation eines Kalksteins der Muschelkalkformation von Schichtungs- oder Kluftflächen aus deutlich verfolgen (Zinkerz-Lagerstätten v. Wiesloch, Heidelberg 1881. 44). Beyrich theilte mit, dass bei Kissingen an einer Spalte die Kalke des Muschelkalks durch die Wasser der dortigen Quelle in D. verwandelt sind (Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 673). Im n. England ist der Kohlenkalk an beiden Seiten seiner Klüfte auf ein paar Fuss oder Ellen hin in einen dunkelgelben D. (local dunstone genannt) alterirt und ähnliche verticale Dolomitzonen kommen auch in dem irischen Kohlenkalk vor (Sir Archibald Geikie, Textb. of geol. 1893. 321). In den devonischen Kalksteinmulden der Eifel bestehen fast regelmässig die innersten Schichten aus D., der seine Entstehung aus Kalkstein den vorzugsweise in dem Tiefsten der Mulde sich ansammelnden und circulirenden Gewässern verdanken mag. — Mit diesen Umwandlungen steht die oft erkannte Thatsache im Zusammenhang, dass die Schichtung des Kalksteins im D. ausserordentlich undeutlich wird oder ganz verschwindet.

Die speciellere Art und Weise nun, vermittels deren die zunächst auf eine Zufuhr oder Zunahme von Magnesiacarbonat hinauslaufende Dolomitisirung des Kalksteins zu Wege gebracht worden sei, hat den Gegenstand manchfacher Theorieen gebildet.

Im Jahr 1779 sprach der Italiener Arduino in seiner Schrift »Osservazioni chimiche sopra alcuni fossili, Venezia« den Gedanken aus, dass die D.e von Lavina im Vicentinischen, welche sich durch ihre breccienartige Beschaffenheit auszeichnen, zerbröckelte Kalke seien »begabt mit besonderen Eigenschaften und zwar in Folge unterirdischer Glutheinwirkungen«. Unabhängig davon erklärte 1806 der deutsche Arzt Heim den thüringischen Zechsteind. wegen der vielfach zerbrochenen und verschobenen Schichtung als einen durch vulkanische Dampfexplosionen zertrümmerten Kalkstein, der bei dieser Gelegenheit auch seine cavernöse Beschaffenheit erlangt habe. Die damals unbekannte chemische Verschiedenheit dieses Gesteins von Kalkstein konnte Heim noch nicht in den Kreis seiner Betrachtungen ziehen.

Das Studium der in ungeheuren, zerrissenen Massen aufragenden D.e, welche im tiroler Fassathal in einer engen Beziehung zu den dortigen Augitporphyren stehen, führte Leopold v. Buch zu der kühnen Ansicht, dass durch die Eruption der Augitporphyre das frühere Kalksteingebirge in die Höhe gehoben, von unzähligen Spalten und Rissen durchklüftet und alsdann in diesem zertrümmerten Zustand mit den im Gefolge der Eruption hervorbrechenden Dämpfen von Magnesia oder Magnesiacarbonat durch und durch imprägnirt und zu D. umgewandelt sei (Leonhard's Mineral. Taschenb. für 1824). Wenn auch über diese Theorie von chemischer Seite längst der Stab gebrochen ist, indem dieselbe von unwahrscheinlichen Voraussetzungen ausgehend, Wirkungen erfolgen lässt, die den chemischen Gesetzen vollständig widerstreiten, so bleibt doch dem grossen Meister das nicht hoch genug

anzuschlagende Verdienst, dem Gedanken Form gegeben zu haben, dass mechanische Störungen und Eruptionen Veranlassung werden können von Gas- und Dampfausströmungen, welche auf angrenzende Massen metamorphosirende Wirkungen ausüben.

Für D.e, welche weit entfernt von jedem möglicherweise eruptiven Gestein vorkommen, waren die zahlreichen Anhänger dieser Umwandlungstheorie zu der Annahme gezwungen, dass unterirdisch dennoch eine Quelle der Magnesiadämpfe existire. (Durocher hat die Möglichkeit einer Dolomitisation durch solche Dämpfe wenigstens einer anderen Magnesiumverbindung auf experimentellem Wege nachzuweisen versucht, indem er Chlormagnesium und Kalksteinstücke in einem wohlverschlossenen Flintenlauf drei Stunden lang glühte, wodurch dann die Kalksteinstücke an der Oberfläche mit einer aus Chlormagnesium und Chlorcalcium bestehenden schlackigen Kruste überdeckt, im Inneren allerdings in D. umgewandelt waren). Indessen trägt schon abgesehen von verschiedenen anderen geognostischen und chemischen Bedenken gegen diese Theorie, nach welcher eine bedeutende Volumvermehrung (von 75%) stattfinden müsste, der Ursprung der Magnesiadämpfe so viel Unwahrscheinliches an sich, dass, nachdem eine grosse Anzahl hervorragender Forscher sich mit den Ansichten L. v. Buch's nicht einverstanden erklärt hatte, andere Hypothesen über die Dolomitmetamorphose aufgestellt wurden.

Anstatt durch trockene Imprägnation der Kalksteine mit Gasen, erschien es naturgemässer, die Zufuhr der Magnesia auf wässerigem Wege durch Magnesiasolutionen erfolgen zu lassen. Aufmerksam gemacht auf das häufige Zusammenvorkommen von D.en und Gypsen, welche man beide als Umwandlungsproducte erachtete, vermutheten Collegno und v. Alberti (1834), dass es Gewässer mit einem Gehalt an Magnesiumsulfat gewesen seien, welche diese beiderseitige Umwandlung zu Wege gebracht hätten. Namentlich Haidinger und nach ihm v. Morlot verfolgten diese Ansichten weiter: das im Inneren der Gebirge circulirende Wasser, mit der leicht löslichen schwefelsauren Magnesia beladen, habe auf Kalkstein so eingewirkt, dass sich das Doppelcarbonat von Kalk und Magnesia, sowie nebenbei schwefelsaurer Kalk als Gyps gebildet habe.

Aber auch diese Anschauungen standen mit den gewöhnlich wirkenden chemischen Gesetzen nicht in Einklang: wenn man nämlich eine Gypslösung durch gepulverten D. filtrirt, so wird kohlensaurer Kalk gebildet und die Lösung enthält schwefelsaure Magnesia. Da also durch dieses Experiment gerade entgegengesetzte Zersetzungsprocesse festgestellt werden, so nahm man an, dass in der hohen Temperatur und unter dem starken Druck in den Erdtiefen, die Verwandtschaftsverhältnisse von kohlensaurem Kalk und schwefelsaurer Magnesia sich umkehren. Wirklich gelang es v. Morlot die umgekehrte Reaction beider Salze herbeizuführen: ein Gemenge von kohlensaurem Kalk und schwefelsaurer Magnesia ward in einer geschlossenen Glasröhre während 6 Stunden einer Temperatur von 250° C. und einem Druck von ungefähr 15 Atmosphaeren ausgesetzt; es bildete sich in der That Gyps und kohlensaure Magnesia, allein eine eigentliche Dolomitbildung wurde durch dieses Experiment nicht hervorgebracht, welches zudem unter Verhältnissen angestellt wurde, wie sie bei der Dolomitisation der Kalksteine in der Natur keineswegs vorauszusetzen sind.

Man hat auch die Meinung aufgestellt, dass die Umwandlung von Kalkstein in D. durch die Einwirkung von Chlormagnesium erfolgt sei. Frapolli glaubte mit Durocher, dass es Dämpfe von Chlormagnesium gewesen seien, welche die Metamorphose gewisser Kalksteine bewerkstelligt hätten. Favre und Marignac gingen von der schon haltbareren Idee aus, dass Chlormagnesium in wässeriger Lösung den Kalkstein zu D. umgewandelt habe, wobei lösliches Chlorcalcium gebildet worden sei, und suchten dieselbe auf experimentellem Wege zu begründen. Marignac erhitzte

in einer verschlossenen Glasröhre kohlensauren Kalk mit einer Chlormagnesiumlösung 6 Stunden lang bei einer Temperatur von 160° R. und einem Druck von 15 Atmosphaeren; es fand sich in der That, dass ein Theil des kohlensauren Kalks durch das Chlormagnesium zu kohlensaurer Magnesia und Chlorcalcium zersetzt und ein Doppelcarbonat von kohlensaurem Kalk und reichlicher kohlensaurer Magnesia gebildet worden war. Favre glaubte nachweisen zu können, dass in Tirol alle Bedingungen vorhanden gewesen seien, um auf diese Weise D. zu erzeugen, indem die submarinen Melaphyreruptionen die Magnesiumverbindungen geliefert und das Meerwasser bis auf 160° erhitzt hätten, welches bei einer Tiefe von 150—200 m mit einem Druck von 15 Atmosphaeren auflastete. Obschon die Richtigkeit des Experiments von Marignac nicht in Zweifel zu ziehen ist, hat doch G. Bischof in überzeugender Weise dargethan, dass ein solcher Vorgang sich im Grossen in der Natur unmöglich ereignet haben kann, und die Hypothese einer so erfolgten Dolomitbildung eine gänzlich unhaltbare sei.

Diesen Anschauungsweisen gegenüber hat man in späterer Zeit mit gänzlicher Zurückweisung jeder gasigen oder dampfförmigen Einwirkung versucht, die Umwandlung der Kalksteine zu D. durch circulirende Solutionen von doppeltkohlensaurer Magnesia zu erklären. Diese Ansicht, zu welcher sich u. A. G. Bischof, Blum, Scheerer, Hausmann, Nauck, Pfaff, Dana, Vogt bekannten, hat in der That den grössten Grund von Wahrscheinlichkeit und ist inzwischen wohl die am meisten bevorzugte geworden. Die sog. halbgebundene Kohlensäure des sowohl im Quellwasser als im Meerwasser vorhandenen Magnesiabicarbonats ergreift einen Theil des kohlensauren Kalks und wandelt ihn in Kalkbicarbonat um, welches von den Gewässern fortgeführt wird, während die kohlensaure Magnesia mit dem anderen Theil des kohlensauren Kalks sich zu D. verbindet. Der Process beruht also darin, dass von zwei Molekülen Kalkcarbonat eines weggeführt und dagegen ein Molekül Magnesiacarbonat zugeführt wird. Nauck und G. Bischof zeigten, dass dieser Umwandlungsprocess der Neigung beider kohlensauren Erden, eine schwerlösliche Doppelverbindung darzustellen, zuzuschreiben ist, denn an sich wird die kohlensaure Magnesia leichter durch kohlensaure Gewässer aufgelöst, als kohlensaurer Kalk, und ohne das Bestreben zur Doppelsalzbildung würde die kohlensaure Magnesia nicht den kohlensauren Kalk auszutreiben vermögen. Auf dem Wege des Experiments ist nach den Versuchen, welche Bischof in dieser Richtung anstellte, der Nachweis einer solchen Umwandlung nur schwierig zu führen, Blum beschreibt aber Pseudomorphosen von Dolomitspath nach Kalkspath von den Erzgängen zu Schemnitz, Schlaggenwald, Przibram, Joachimsthal, des Münsterthales u. s. w., deren Umwandlungsprocess zweifelsohne auf die angedeutete Weise vor sich gegangen ist. Diese Pseudomorphosen sind stets mehr oder weniger hohl und Élie de Beaumont hat berechnet, dass der Kalkstein bei seiner so erfolgten Umbildung zu D. 12,1% an seinem Volumen verlieren muss; das Volumen des Dolomits verhält sich zu dem von compactem Kalkstein wie 0,88175 : 1; daher erklärt auch der gedachte Dolomitisationsprocess in sehr genügender Weise die meist drusige, poröse und lockere Beschaffenheit der D.e gegenüber den compacteren Kalksteinen. v. Morlot bestimmte an einem D. von mittlerer Drusigkeit, dass er 12,9% leere Räume besass, es stimmt also diese gefundene Zahl sehr nahe mit der berechneten Volumenverminderung überein.

Schon 1843 hatten Dana und Jackson in magnesiahaltigen Quellen die Ursache der Dolomitbildung gesehen. Für die D.e aus der Umgegend von Wunsiedel im Fichtelgebirge hat Nauck gezeigt, dass ihre Umwandlung aus Kalkstein durch Einwirkung einer Magnesiabicarbonatlösung erfolgt sei. Die charakteristischen Jura-D.e der fränkischen Schweiz, in der Umgegend von Streitberg, Muggendorf und Gailen-

reuth, mit ihrem Reichthum an Höhlen und ihreu wilden, zerrissenen, ruinenhaften Felsformen sind nach den Darleguugen von Pfaff ebenfalls aus Kalksteinen entstanden, durch welche magnesiacarbonathaltige Gewässer circulirten. Für die D.e des Hainbergs bei Göttingen machte Hausmann dieselbe Bildungsweise aus Kalksteinen sehr wahrscheinlich, während Scheerer die Umwandlung einer Kalksteinbreccie in der Umgegend von Tharandt gleichfalls auf magnesiabicarbonathaltige Gewässer zurückführte. Bei diesen Processen, welche mithin die Umwandlung der magnesiafreiesten Kalksteine in D. ermöglichen, ist es, worauf Volger aufmerksam gemacht hat, nicht erforderlich, dass das Wasser $MgCO_3$ mit Ausschluss von $CaCO_3$ enthalte; denn die freie Kohlensäure wird immerhin so viel vom Kalkcarbonat, sei es aus ihrer eigenen Zufuhr oder aus dem Kalkstein oder aus beiden wieder mit sich im Wasser fortführen, als zur Bildung des Doppelcarbonats nicht verwandt werden kann.

Doch bieten sich zur Erklärung der Dolomitbildung auch noch andere Wege dar. Grandjean suchte 1844 die Bildung der nassauer D.e aus Kalken, welche ursprünglich einen geringen Gehalt an Magnesiacarbonat besassen, dadurch zu erklären, dass der überschüssige kohlensaure Kalk aus ihnen durch atmosphaerische kohlensäurehaltige Gewässer fortgeführt sei. Es ist dies ein ähnlicher Vorgang, wie die bereits oben erwähnte Einwirkung der Essigsäure auf magnesiahaltige Kalksteine, aus welchen durch sie nur kohlensaurer Kalk ausgezogen wird; um so mehr also wird die kohlensaure Magnesia von Gewässern verschont werden, welche nur eine geringe Menge atmosphaerischer Kohlensäure enthalten. Grandjean zeigte, dass an der Lahn die tieferen Kalkbänke gar nicht von dieser Umwandlung betroffen sind, und dass von diesem Kalk ausgeführte Bauten (z. B. die Burg Dehren) da und nur da im Lauf der Zeit dolomitisirt wurden, wo durch die Verwitterung die Bausteine von dem umhüllenden Mörtel befreit und den Atmosphaerilien preisgegeben waren. G. Bischof hat die Wirklichkeit dieses Processes durch Experimente nachgewiesen, woraus die bemerkenswerthe Thatsache erhellt, dass zwar $MgCO_3$ in kohlensäurehaltigem Gewässer leichter löslich ist, als $CaCO_3$, dass aber in der That aus magnesiaführenden Kalksteinen durch solches Gewässer fast nur $CaCO_3$ gelöst wird, und höchstens Spuren von $MgCO_3$ (vgl. S. 494); er äussert sich darüber wie folgt: »Es ist daher unzweifelhaft, dass durch die auflösende Wirkung der Gewässer, seien es Meteor- oder Meerwasser, welche magnesiahaltige Kalksteine durchdringen und auswaschen, die kohlensaure Magnesia in den zurückbleibenden Kalkmassen mehr und mehr concentrirt wird, und es steht der Annahme nichts entgegen, dass diese Extraction endlich bis zu gleichen Aequivalenten kohlensaurer Magnesia und kohlensaurer Kalkerde fortschreiten und demnach Dolomit gebildet werden kann.«

Wird auf diese Weise ein magnesiahaltiger Kalkstein gewissermassen durch Auslaugung dolomitisirt, so muss das Gestein ebenfalls mehr oder weniger cavernös und locker werden. Nur solche Kalksteine sollen indessen nach Bischof dieser Dolomitisation fähig sein, welche keine oder wenig Silicate enthalten. Vielleicht hängt mit letzterem Moment die sonst befremdliche, alleinstehende Angabe Katzer's zusammen, dass bei der Verwitterung der Kalksteine aus der Barrande'schen Etage Ff2 das $MgCO_3$ schneller abnehme als $CaCO_3$; diese Kalksteine enthalten nämlich eine gewisse Menge kieseliger Substanzen (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 387).

Rücksichtlich dieser Theorie ist daran zu erinnern, dass z. B. die Korallen schon einen ursprünglichen, nicht unbedeutenden Gehalt an $MgCO_3$ besitzen, worauf Damour und Dana aufmerksam gemacht haben. Forchhammer wies in Kalksteinen, welche von organischen Wesen herrühren (Kreide, Phryganeenkalk) 0,371—1,01% und in 17 verschiedenen Korallen und Meeresthierschalen 0,118—7,664% $MgCO_3$ nach; die grössten Mengen fand er bei Serpula sp. (7,644), Isis hippuris (6,362), Serpula triquetra (4,455),

Corallium nobile (2,132); vgl. auch S. 465. — Högbom deutet die Erscheinung, dass der aus Gletscherwasserschlamm gebildete quartäre Thonmergel Schwedens mit wachsender Entfernung vom Silurgebiet bezüglich der Carbonate eine immer mehr dolomitische Zusammensetzung erhält, in der Weise, dass $CaCO_3$ aus dem im Meerwasser suspendirten Schlamm um so mehr ausgelaugt wurde, je länger die Suspension dauerte und je weiter er vom Ursprungsorte weggeführt wurde, wodurch eine Anreicherung an $MgCO_3$ erfolgte. Auch hebt er hervor, dass aus ähnlichen Gründen die Detritusbildungen der Kalkorganismen magnesiareicher sind als letztere selbst.

Fast gleichzeitig mit Grandjean (1845) sprach Volger sich für eine übereinstimmend lautende Erklärungsweise aus. Später hat Gorup-Besanez die Richtigkeit der Bischof'schen Ermittelungen bestritten; er gelangte durch Analysen von Quellen aus dem Dolomitgebiet des fränkischen Jura zu dem Schluss, dass deren Rückstände Zusammensetzungen besitzen, welche den festen Molekularproportionen zwischen $CaCO_3$ und $MgCO_3$ wie 1 : 1, wie 3 : 2 und 2 : 1 entsprechen, woraus nach seiner Ansicht hervorgeht, dass die Quellen die verschiedenartigen Dolomite völlig deren chemischer Zusammensetzung gemäss und nicht allein das Kalkcarbonat daraus aufgelöst haben. Ohne eine gleichzeitige Analyse aller derjenigen Gesteine indessen, aus welchen das Quellwasser herstammt, können diese Ergebnisse die Feststellungen von Bischof nicht entkräften, denn Letzterer stellte seine Versuche mit Kalksteinen an, deren Magnesiagehalt bis 11% betrug. Und ausserdem hat Göbel (Pogg. Ann. Bd. 74) gezeigt, dass zwar ein D. von der Formel $CaCO_3 + MgCO_3$ sich auch gemäss dieser Zusammensetzung, wenngleich schwierig, in kohlensaurem Wasser löst, während, sobald das Gestein etwas mehr Kalk enthält, sich auch ungleich mehr von diesem letzteren auflöst, ja bei einem hohen Kalkgehalt nur dieser extrahirt wird. Jedes beliebige Verhältniss von Kalk- und Magnesiacarbonat müssen also solche Quellwasser zeigen, welche aus Gegenden stammen, wo, wie im fränkischen Jura, Kalksteine, dolomitische Kalksteine und echte Dolomite vielfach in einander übergehen.

An frühere Vorstellungen knüpft die Theorie v. Richthofen's an, nach welcher die D.e Südtirols, in denen er ursprüngliche Korallenriffe sieht (vgl. S. 501) durch die allmähliche Einwirkung der Magnesiasalze (Magnesiasulfat und Chlormagnesium) des Meerwassers auf den Kalk derselben entstanden seien, eine Erklärungsweise, welcher auch später Doelter und Hoernes ihren Beifall geschenkt haben. Aus Marignac's und Morlot's Versuchen (S. 506) geht aber hervor, dass gerade Gypswasser und kohlensaure Magnesia sich zu kohlensaurem Kalk und schwefelsaurer Magnesia umsetzen und dass diese Reaction sich erst bei hohem Druck und hoher Temperatur umkehrt, welche v. Richthofen, wie es scheint, ausgeschlossen wissen will. Ferner konnte Liebe, als er Chlormagnesium in Lösungen von verschiedenen Concentrationsgraden mit Kreide angerührt 1½ Jahr bei gewöhnlicher Temperatur stehen liess, nicht eine Spur gegenseitiger Zersetzung nachweisen (Z. geol. Ges. VII. 1855. 431), wie dasselbe negative Ergebniss auch von Hoppe-Seyler (ebendas. XXVII. 1875. 500) berichtet wird.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, dass da, wo D. als Umwandlungsproduct von Kalkstein zu betrachten ist, weder Gase und Dämpfe noch siedendes Meerwasser und hoher Druck im Spiel gewesen sind, sondern dass der Vorgang sich auf einfache Zersetzung vermittels durchsiekernder Gewässer gründet. Beiden Theorieen, sowohl derjenigen der Umwandlung von magnesiafreien Kalksteinen durch Magnesiabicarbonatlösung, als der der Auslaugung der magnesiahaltigen Kalksteine durch gewöhnliche Gewässer mit geringem Gehalt an atmosphaerischer Kohlensäure wird man die Berechtigung nicht versagen können. Die Bildung

derjenigen D.e aber, welche mit Gypsen zusammen vorkommen, aus diesem Grunde durch gelöste schwefelsaure Magnesia erfolgt anzusehen, scheint vorderhand nicht gestattet, da die Versuche, welche die Nachbildung dieses Processes bezweckten, nur unter ganz aussergewöhnlichen Bedingungen angestellt wurden, und selbst so nur dürftig befriedigende Resultate ergaben. Überhaupt aber führen, wie auch Doelter und Hoernes mit Recht betonen, alle bisherigen Erfahrungen zu der Überzeugung, dass für die Dolomitbildung im Allgemeinen nicht eine einzelne Universalhypothese zulässig ist.

Dolomieu, Journal de Physique 1791. XXXIX. 3.
Girardin, ursprüngl. D. von St. Alyre, N. Jahrb. f. Min. 1838. 62.
Johnston, ursprüngl. D. von Neesham, Liebig u. Kopp, Jahresber. 1853. 929.
Leube, ursprüngl. D. von Dächingen, N. Jahrb. f. Min. 1840. 372.
Delanoue, ursprüngl. D., Comptes rendus XXXIX. 1854. 492.
Liebe, ursprüngliche Bildung des D., Z. geol. Ges. VII. 1855. 435.
Sterry Hunt, ebendar., Bull. soc. géol. (2) XII. 1855. 1029.
Heim, Geol. Beschr. des thür. Waldgebirges. Meiningen. II. Abth. 5. S. 99—121 (1806).
L. v. Buch, Annal. de chim. et de phys. 1822. XXIII; Leonhard's mineralog. Taschenbuch 1824. 251. 272. 232.
Durocher, D. durch Clormagnesium, Comptes rendus XXXIII. 64.
Hoppe-Seyler, Dolomitbildung, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 495.
Collegno, D. durch schwefelsaure Magnesia, Bull. soc. géol. VI. 1834. 110.
Haidinger, D. durch schwefelsaure Magnesia, Poggend. Ann. LXXIV. 1848. 591; auch N. Jahrb. f. Min. 1847. 862.
v. Morlot, Naturwissensch. Abhandl. v. Haidinger I. 1847. 305; auch N. Jahrb. f. Min. 1847. 862. Comptes rendus XXVI. 1848. 311.
Karsten, dagegen, Archiv f. Min. 1848. 567.
Frapolli, D. durch Chlormagnesiumdämpfe, Bull. soc. géol. (2) IV. 1847. 857.
Favre, D. durch Chlormagnesium, Bull. soc. géol. (2) VI. 1849. 309; auch Comptes rendus XXVIII. 1849. 364.
Forchhammer, Danske Vidensk. Selsk. Forhandl. 1849. 83. Journ. f. pract. Chemie XLIX. 1850. 52.
Nauck, D. durch kohlens. Magnesia, Poggend. Ann. LXXV. 129.
Volger, Dolomitbildung, N. Jahrb. f. Min. 1845. 790. Mineralien der Talkglimmerfamilie 1855.
Gümbel, Geogn. Mittheil. aus d. Alpen. I. Das Mendel- u. Schlerngebirge, Sitzgsber. d. Bayer. Akad. 1873.
Grandjean, D. durch atm. Gew., N. Jahrb. f. Min. 1844. 534.
Hausmann, Dolomitbildung, N. Jahrb. f. Min. 1854. 483.
Hunt, Dolomitbildung, Amer. journ. of sc. (2) XXVIII. 1859. 170. 365.
F. Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1845. 577. Übers. der geol. Verh. des Herzogth. Nassau 1847. 30.
Pfaff, D. des fränk. Jura, Poggend. Ann. LXXXII. 465 und LXXXVII. 600.
Schafhäutl, Zerleg. d. dolom. Kalkst., N. Jahrb. f. Min. 1864. 812.
Gorup-Besanez, Quellen aus dem D. des fränk. Jura, Annal. d. Chem. u. Pharm. VIII. Suppl.
É. de Beaumont, Volumverminderung bei der Dolomitbildung, Bull. soc. géol. VIII. 1836. 174.
Damour, Magnesiagehalt der Korallen, N. Jahrb. f. Min. 1852. 860.
Dana und Jackson, ebendar., Am. journ. of sc. a. arts 1843. 120 u. 141.

Göbel, D. und Kalksteine des Obersilurs Livlands und Esthlands, Dorpat 1854.
Th. Scheerer, Beiträge zur Erklärung der Dolomitbildung, Dresden 1865; auch N. Jahrb. f. Min. 1866. 1.
G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 1099—1212; 2. Aufl. III. 52.
Doelter u. Hoernes, Betracht. üb. d. D., Jahrb. geol. R.-Anst. 1875. 3. Heft.
Loretz, über Kalkstein u. D., Z. geol. Ges. XXX. 1878. 387; XXXI. 1879. 756.
Högbom, Dolomitbildung u. dol. Kalkorganismen, N. Jahrb. f. Min. 1894. I. 262.

Strontianit.

Bald fein-, bald grob-, theils radial-, theils verworren stengeliges und strahliges Aggregat von glasglänzenden Individuen des rhombischen Strontianits oder Strontiumcarbonats $SrCO_3$, von meist weisser, selten durch Thongehalt grauer oder schwach röthlicher Farbe; in die seltenen Hohlräume ragen Krystalle von z. Th. ausgezeichneter Ausbildung hinein, welche Laspeyres beschrieb. Auch dichte und erdige Varietäten kommen vor. In der Regel ist das Strontianitgestein ganz rein, nur enthält es öfter Eisenkieskryställchen, auch wohl aus dem Nebengestein stammende Fossilreste. Die Analysen von Rediker, Schnabel und v. d. Marck ergeben im Mittel 92,85% $SrCO_3$ und 7,15 $CaCO_3$.

Diese Masse, welche zeitweilig von grosser technischer Bedeutung geworden ist, indem vermittels derselben der Zucker aus der Melasse gewonnen wird, bildet über eine Oberfläche von 24—30 Quadratmeilen zwischen Hamm und Münster in Westphalen (namentlich in der Gegend von Dasbeek und Drensteinfurt) die Ausfüllung von zahllosen Gängen, die den obersenonischen Mucronatenmergel der Kreideformation nach allen möglichen Richtungen steil durchsetzen und oft ein Salband von grauem Thon oder Letten besitzen, auf welches zunächst nach innen eine Kalkspathlage folgt. Die beiden trümerreichen Hauptgangzüge haben eine Länge bis zu 10 km; die Mächtigkeit der einzelnen Gänge geht bis zu 3 m, an ihrem Ausgehenden erweisen sie sich oft trichterartig.

Laspeyres, Verh. nat. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. XXIII. 1876. 308.
Venator, Correspondenzbl. nat. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. XXXVIII. 1881. 183. Berg- u. hüttenmänn. Zeitg. 1882. 1.
Gante, Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. in Preussen 1888. 210.

Anhydrit und Gyps.

Anhydrit und Gyps sind einander chemisch und geologisch sehr nahe verwandt; beides ist schwefelsaurer Kalk, nur mit dem Unterschied, dass Anhydrit wasserfrei ist, während der Gyps fast 21% Wasser enthält. Der Gyps ist als Gestein an der Erdoberfläche viel weiter verbreitet als der Anhydrit.

Anhydrit.

(Karstenit, Muriacit, wasserfreier Gyps, anhydrous gypsum, chaux anhydro-sulfatée.)

Das Anhydritgestein ist ein Aggregat von rhombischem Anhydrit, in chemischer Hinsicht wasserfreier schwefelsaurer Kalk, $CaSO_4$, mit 41,16 Kalk und 58,84 Schwefelsäure. Spec. Gew. = 2,8—3,0; Härte = 3—3,5, dadurch nicht mit Gyps zu verwechseln. Das chemische Verhalten ist dem des Gypses gleich, nur entwickelt er im Kolben kein Wasser. Zufolge McCaleb ist die Löslichkeit des A. im Wasser eine drei- bis viermal langsamere als die derselben Quantität von Gyps. Lichte Farben sind vorherrschend, weiss, graulichweiss, rauchgrau, auch graulichschwarz, häufig hellbläulich, röthlich. U. d. M. ist an den farblos werdenden Individuen die Spaltbarkeit nach den drei Pinakoiden (nach $\infty\bar{P}\infty$ und $\infty\breve{P}\infty$ sehr und fast gleich vollkommen, nach 0P vollkommen) durch entsprechend zahlreiche und scharfe Risse zu gewahren. Mittlerer Brechungsexponent $\beta = 1,576$, $\gamma - \alpha = 0,043$ nach Miller; die optischen Axen (ca. 44°) liegen im Makropinakoid, die Verticalaxe ist spitze Bisectrix. — Es kommen hauptsächlich körnige und scheinbar dichte Varietäten vor.

Der körnige Anhydrit ist grob- bis feinkörnig, oft schuppig-körnig, etwas durchscheinend, der Bruch zeigt feuchten Glasglanz oder Perlmutterglanz. Bei den grobkörnigen Massen tritt die Spaltbarkeit der Individuen nach den drei Pinakoiden oft sehr gut dem blossen Auge hervor. Die dunkleren Farben werden durch innige Beimengung von etwas Bitumen, Thon oder Mergel erzeugt. Wo organische Substanz die bläuliche oder grauliche Farbe bewirkt, bleicht diese unter dem Einfluss der Atmosphaere rasch aus. — Der dichte Anhydrit ist höchst feinkörnig, der Bruch im Grossen eben und flachmuschelig, im Kleinen splitterig, nur matt schimmernd; manchmal in darmähnlich gewundenen Massen (Gekrösestein). Innerhalb des körnigen und dichten Anhydrits kommen kleine späthige, strahlige und faserige Massen von Anhydrit vor.

Von accessorischen Bestandtheilen sind zu erwähnen: Steinsalz in Körnern eingesprengt oder sich zu kleinen Nestern anhäufend (Schildstein bei Lüneburg, Berchtesgaden, Aussee bei Salzburg). Cyanit und Glimmer (Val Canaria in der Schweiz). Boracit (Schildstein bei Lüneburg, Segeberg in Holstein). Sellait ($MgFl_2$) unterhalb des Gebroulaz-Gletschers, n. von Modane in Savoyen, namentlich im Anhydrit, seltener in den eingelagerten Schwefelknollen. — Der A. ist wie der Gyps meistens undeutlich oder gar nicht geschichtet, dagegen stark zerklüftet.

Über die mikroskopische Structur der Anhydritgesteine hat Hammerschmidt Untersuchungen angestellt (vgl. S. 515). Er unterscheidet bei denselben zwei Gruppen, eine körnige und eine faserig-strahlige. Eine Abtheilung der ersteren ist gebändert und enthält in den feinerkörnigen grauen Lagen viele Partikel (besonders abgerundete Rhomboëder) eines Kalkmagnesiacarbonats, in denen sich, wie beim Gyps die staubförmige, färbende Substanz anhäuft; hier sind die

Anhydrit-Individuen meist rechtwinkelig begrenzt, und stromähnlich gruppirt. Eine zweite Abtheilung der körnigen ist regellos struirt, ärmer an dem pigmentirten Carbonat; die Individuen sind mehr rundlich und enthalten Zwillingslamellen nach dem Brachydoma, die sich unter ca. 95° schneiden. Die faserig-strahligen Anhydrite werden aus parallel-faserigen und radial-strahligen Lagen, sowie körnigen Partieen zusammengesetzt. Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse kommen wie im Gyps vor. Eisenkies, meist als Würfel, auch als Pentagondodekaëder ist mikroskopisch in den meisten Anhydriten vorhanden, auch Eisenglanz bisweilen in den nicht mehr ganz unveränderten.

Das geologische Vorkommen des Anhydrits fällt mit dem des Gypses zusammen. Er erscheint, mächtige Stöcke und Lager bildend, in den verschiedensten Formationen, geht aber nicht, oder nur sehr selten zu Tage aus, da er an der Oberfläche meistens in Gyps umgewandelt ist. Steinsalz, Thon, Mergel und Kalkstein sind auch hier die vorzugsweise begleitenden Gesteine. Val Canaria in der Schweiz, Osterode, Ilfeld, Walkenried am Harz, Mansfeld, Stassfurt unfern Magdeburg, Sulz am Neckar (von schön blauer Farbe), Lüneburg in Hannover, Tiede und Stadt Oldendorf im Braunschweigischen, Segeberg in Holstein, Hall in Tirol, Hallein und Aussee bei Salzburg, Berchtesgaden in Bayern, Bex in der Schweiz, Vic in Lothringen, Bochnia und Wieliczka in Galizien.

Gyps.

(Gypsum, Chaux sulfatée.)

Kleinkörniges bis dichtes, seltener faseriges oder späthiges Aggregat von Gyps, $CaSO_4 + 2H_2O$, mit 32,55 Kalk, 46,52 Schwefelsäure, 20,93 Wasser. Härte = 1,5—2, mit dem Fingernagel ritzbar; spec. Gew. = 2,32. Schmilzt in der Oxydationsflamme zu weissem Email; bildet auf Kohle im Reductionsfeuer Schwefelcalcium. In Wasser schwer (in 380—460 Theilen), in Alkoholwasser gar nicht löslich. Die Löslichkeit in kohlensaurem Wasser ist zufolge Davy und Church nicht grösser als die in reinem Wasser; die Löslichkeit steigt aber bei Gegenwart von Chlornatrium oder Natronsulfat. Nach Bünzli löst kalte rohe concentrirte Salzsäure nur 1,039%, heisse 3,335% Gyps (N. Jahrb. f. Min. 1868. 581). Auf 120°—130° erhitzt, verliert er sein Wasser vollständig. Hauptsächlich durch die geringe Härte und die Unlöslichkeit in Säuren ist er von manchen ähnlich aussehenden Kalksteinen einfach zu unterscheiden. Die Gypse pflegen vorherrschend weissliche Farben zu besitzen, doch erscheinen auch graue (durch Beimengung von Thon oder Bitumen), gelbe, rothe und braune (durch Eisenoxyd) Varietäten.

U. d. M. macht sich die vollkommene Spaltbarkeit der Gypsindividuen nach $\infty P\infty$ durch die Gegenwart zahlreicher paralleler Risse geltend; andere Cohaesionsminima treten nicht charakteristisch in den Praeparaten hervor. Sowohl die Lichtbrechung als die Doppelbrechung ($\alpha = 1,5207$, $\beta = 1,5228$, $\gamma = 1,5305$

nach V. v. Lang für Na) sind nicht gross. Die optischen Axen liegen bei gewöhnlicher Temperatur im klinodiagonalen Hauptschnitt; die spitze Bisectrix liegt im stumpfen Winkel a/c und bildet mit der Klinodiagonalen 23° 43', mit der Verticalaxe 75° 15'.

Als Gypsvarietäten, welche durch die Structurverschiedenheit erzeugt werden, unterscheidet man gewöhnlich:

Späthiger Gyps (sparry gypsum), Aggregate von grosskörniger Zusammensetzung mit oft fusslangen Individuen; am weitesten verbreitet in Polen und Oberschlesien als tertiäre Bildung; bei Wieliczka finden sich lachtergrosse Zwillingskrystalle im Gestein. Sonst meistens nur in kleineren Massen: in der thüringischen Zechsteinbildung, bei Reinhardsbrunn im Herzog-Ernst-Stollen, bei Liebenstein als auseinanderlaufend strahliger Sterngyps; Grube Fondement zu Bex im Canton Waadt; in der Umgegend von Santiago de Compostela in Spanien.

Fasergyps (fibrous gypsum, chaux s. fibreuse) mit Seidenglanz, meist nur dünne plattenförmige Trümer oder Lagen im Gypsgebirge, in Thonen und Mergeln bildend; die Fasern stehen fast senkrecht auf der Längserstreckung der Platten; allgemein verbreitet.

Körniger Gyps (granular gypsum, gypse saccharoïde), gewöhnlich kleinkörnig oder feinkörnig, oft locker zuckerartig, fast stets weiss, aber auch gelblich, röthlich, ferner gefleckt, geadert, gestreift, gewolkt; durch eingesprengte grössere glänzende Gypsspathkrystalle bisweilen porphyrartig (Kittelsthal unweit Eisenach, Hasmersheim in Baden, Griaz im unteren Chamounythal in Savoyen; bei Salins und Lons-le-Saunier im Juradép. finden sich zahlreiche rothe Gypskrystalle im grauen mergeligen Gyps). In dem feinkörnigen G. vom Kalkberg bei Lüneburg beobachtete G. Rose kleine Krystalle von Anhydrit porphyrähnlich eingewachsen, auch auf den den G. durchziehenden Rissen sitzen Anhydritkrystalle. — Schuppig-körnig wird der G., indem bei den groben Körnern die Hauptspaltungsfläche sehr stark vorwaltet (Grube Leogang im Salzburgischen, Val Canaria in der Schweiz).

Dichter Gyps (compact gypsum, ch. s. compacte), sehr feinkörnig, am häufigsten, in allen Farbennuancen, aber selten ganz rein, meistens mit Thon und Bitumen gemengt.

Accessorische Gemengtheile: Bergkrystall: Kittelsthal unfern Eisenach, Tonna im Coburgischen, Fahnern bei Langensalza, Golling an der Salzach in Salzburg, Val Canaria am St. Gotthard, Recoaro n.w. Vicenza. Eisenkiesel: Cervetto, Castelnau de Durban in den Pyrenäen, Santiago de Compostela in Galicia, Paredes in Guadalaxara (Spanien). Boracit: Kalkberg bei Lüneburg, Girgenti auf Sicilien. Natroborocalcit: Windsor, Nova Scotia. Pandermit (das wasserhaltige Calciumborat $Ca_2B_6O_{11} + 3H_2O$) im grauen G. von Panderma am schwarzen Meer. Apatit: mikroskopisch im Val Canaria, nach Hammerschmidt, hier auch Rutil. Steinsalz: Segeberg in Holstein, Tiede bei Braunschweig, Hasmersheim in Baden. Glimmer: Val Canaria, Lachs im Coneche-Thal.

Talk, Speckstein: ebenfalls in den Gypslagern der Schweiz. Disthen und seltener Turmalin: Val Canaria. Brauner Turmalin mit Glimmer auch im Gyps von Arnave bei Tarascon, sowie bei Rovigo im Arrach-Thal (Algier). Dolomitspath (Bitterspath) meist als 4 R . 0R gebildet: Hall in Tirol, Kittelsthal bei Eisenach (ein Zoll gross, 2 R . 0R; hier kommen auch unreine Krystalle vor, deren Kern ein Aggregat von Muscovitschüppchen und Quarzkörnern ist), Val Canaria, Cabo de Gata in Spanien, Miemo in Toscana. Schaumkalk: Oberwiederstedt in Thüringen. Schwefel: Lauenburg in Hannover, Oberhohne bei Eschwege in Hessen, Golling im Salzkammergut, Pskow und Dembio in Oberschlesien, Radoboj in Kroatien, Umgegend von Lemberg, Thäler der Tarentaise und Maurienne in Savoyen, Fontibagni in Toscana, Aosta in Piemont, Conilla unweit Cadiz, Teruel in Aragonien. Das Vorkommen von Schwefel ist deshalb so häufig, weil organische Substanz den Gyps zu Schwefelcalcium reducirt, welches schon bei 35° (zufolge Bischof) durch Kohlensäure und Wasser leicht zersetzbar ist und dann neben Kalkcarbonat Schwefelwasserstoff liefert, aus welchem der Schwefel hervorgeht. Realgar und Auripigment: Salzberg bei Hall in Tirol. Eisenkies: Osterode am Harz, Mühlhausen in Württemberg, Schildberg bei Lüneburg, Val Canaria, Pyrenäenthal Arnave. Fahlerz: Altgebirg in Ungarn. Zinkblende: Salzberg bei Hall. Bernstein: Segeberg. — Spärliche eingeschwemmte Zirkone fand H. Thürach in Keupergypsen Frankens.

In der Form von knolligen Nieren, Nestern und Trümern enthält der Gyps Hornstein, Steinsalz, Anhydrit, Schwefel. Flintähnliche Knollen von Speckstein liegen im Zechsteingyps von Suderode und Stecklenberg am nördl. Harzrande (G. Rose, Z. geol. Ges. 1850. 136 und 1868. 749), auch im Gyps vom Kittelsthal bei Eisenach (Senft, ebendas. 1862. 167). Bituminöse Substanzen sind vielfach in den G.en vertheilt, oft in so feinem Zustand, dass sie sich nur durch die dunkle Farbe der G.e und den brenzlichen Geruch, den diese beim Zerschlagen von sich geben, verrathen (Stinkgyps); mitunter sammelt sich das Bitumen zu kleinen Erdpechkügelchen an.

Auch Thon und Mergel sind dem G. häufig beigemengt; der Thon ruft ebenfalls dunklere Färbung hervor, die manchmal nur stellenweise in Streifen oder Flecken erscheint. Die meistens mürben Gemenge von G. und Thon, in denen bald der eine, bald der andere Bestandtheil vorherrscht, heissen Thongyps. Doch versteht man unter diesem Namen auch graue, grüne, rothe und blaue reine Thone oder Schieferletten, welche theils parallele Lagen von G. enthalten, theils zugleich von unregelmässigen Gypsadern durchschwärmt und durchtrümert werden, so dass gewissermassen ein netzartiges Flechtwerk von G. entsteht, in welchem bald die horizontalen Lagen, bald die verticalen Schnüre mehr hervortreten. Vor allem häufig kommen die Thongypse in der Keuperformation vor.

Über die mikroskopische Structur der Gypsgesteine (und des Anhydrits) handelt eine ausführliche Arbeit von Hammerschmidt (Min. Mitth. V. 1883. 245). Eine eigentlich körnige Structur ist in den G.en fast nur bei mikroskopischer

Grösse der Individuen annähernd vorhanden, bei irgend erheblicheren Dimensionen gelangt sofort die Vorliebe zur Entwickelung nach der Verticalaxe zur Geltung, und das Gestein nimmt u. d. M. blätteriges oder blätterig-strahliges Gefüge an mit vielfach zerlappten Formen. Viel verbreitet sind rundliche Körner oder Rhomboëder eines Kalkmagnesiacarbonats, welche als die eigentlichen Träger des das Gestein färbenden Pigments anzusehen sind, indem an sie fast ganz allein eine eingelagerte bräunlichgraue staubähnliche Materie gebunden ist, welche jedenfalls organischen Ursprung besitzt, da Gesteinssplitter im offenen Platintiegel über dem Gebläse erhitzt, stark bleichen. Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse sind zahlreich in den gröberkörnigen Varietäten vorhanden, die sehr grossen und die sehr kleinen derselben sind unregelmässig gestaltet, die mittelgrossen stellen oft negative Krystalle dar; im faserigen G. sind sie sehr stark in die Länge gezogen.

Nur selten ist der Gyps deutlich geschichtet, gewöhnlich ist er völlig ungeschichtet und enthält auch nur äusserst spärliche Versteinerungen. Häufig ist eine mehr oder weniger feine parallele Bänderung aus dünnen, einerseits rein weissen, andererseits bitumenreichen grau bis schwarz gefärbten abwechselnden Lagen, welche oft wellig oder gewunden verlaufen; nach Heidenhain ist diese gewundene Bänderung die Folge einer bei der Entstehung des G. aus Anhydrit eintretenden ungleichen Volumvergrösserung, indem die bitumenreicheren Lagen weniger Wasser aufnahmen als die reineren. — Wallnuss- bis faustgrosse Kugelbildungen erscheinen hier und da in den G.en. Hamilton beschreibt, dass der weisse Alabaster der berühmten Brüche von Castellina in Toscana 20 bis 2000 Pfund schwere Sphaeroide bildet, welche von dem umgebenden grauen G. durch eine aus concentrischen Thon- und Gypslagen zusammengesetzte Schale abgetrennt werden (Qu. journ. geol. soc. I. 1845. 283; vgl. auch vom Rath in Z. geol. Ges. XVII. 1865. 300 und Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1878. 55). Häufig ist der Gyps von Zerklüftungen und unregelmässigen Hohlräumen durchzogen, welche sich mitunter zu grossen Höhlen, den sog. Gypsschlotten ausdehnen. Diese Gypsschlotten haben oft meilenweite Ausdehnung und sind zum Theil mit Wasser angefüllt. Die Dimensionen der Höhlen sind sehr wechselnd, haushohe Gewölbe verengen sich zu schmalen Canälen und schlauchartigen Schloten, die sich wiederum erweitern. Die grossartigsten Züge solcher Schlotten finden sich bei Wimmelburg, Helbra, Eisleben, Sangerhausen u. a. O. im Zechsteingyps.

Der Gyps bildet in der Regel grosse Linsen und unregelmässige stockförmige Massen, die Lager sind meist von bedeutender Mächtigkeit und geringer Erstreckung, parallele Schichten verhältnissmässig selten. Thon, Mergel, Steinsalz, Anhydrit, Kalkstein sind seine gewöhnlichen Begleiter. Zu Tage ausgehende grössere Gypsmassen besitzen gewöhnlich rauhe Oberfläche, weil ein Theil des G. durch das atmosphaerische Wasser gelöst wird und von diesem Gelösten wieder ein Theil herauskrystallisirt. Er findet sich in sehr verschiedenen, ja man kann sagen sämmtlichen Formationen, seine Hauptentwickelung aber fällt in die Zechstein- und Triasformation.

Am Mocher Berge n. von Winklern in den Kärntner Alpen liegt ein mächtiger ungeschichteter Gypsstock zwischen aufgerichteten grünlichweissen Glimmerschiefer- und Quarzschieferschichten (Heinr. Credner, N. Jahrb. f. Min. 1850. 531). In der Umgegend des St. Gotthard bei Airolo zieht sich aus dem Val Canaria bis nach Bedretto eine weisse feinkörnige, fast 4000 Fuss mächtige Gypszone, beiderseitig begrenzt von einer wenig mächtigen cavernösen röthlichgrauen Rauchwacke und einer dünnen Haut von zuckerkörnigem Dolomit, überlagert von disthenführendem zweiglimmerigem Schiefer; der G. enthält Quarz, Pyrit, Glimmer, Talk, Turmalin, Disthen, Zirkon. Doch kann die Ablagerung wohl nicht als ein Glied archäischer krystallinischer Schiefer gelten, sondern muss als eine metamorphische Sedimentformation betrachtet werden (A. Rengger, Beiträge z. Geognosie, besond. z. derj. d. Schweiz 1824. 54; K. v. Fritsch, Das St. Gotthard-Gebirge, Bern 1873. 119; Grubenmann, Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 309).

In der Silur- und Devonformation: Sehr reiner und weisser Gyps bildet am Semmering in Niederösterreich Lager zwischen Thonschiefern, Quarziten und Kalkschiefern, welche dem Silur zugezählt zu werden pflegen (Miner. Mitth. 1875. 309). Bei Szamobor in Kroatien liegt in der Grauwacke über der Kupferkieslagerstätte ein 80 Fuss mächtiger Gypsstock (Lemaire, Ann. des mines 1815. 44). Bei Ixkull, Kirchholm, Dünaburg und anderen Orten der liv- und kurländischen Devonformation (L. v. Buch in Karsten's u. v. Dechen's Archiv XV. 1841. 60). In Nordamerika erscheinen die ältesten G.e an der Basis der palaeozoischen Schichten in dem sog. Calciferous sandrock; nach oben zu hier und da auch in der Clinton- und Niagaragruppe, bis in der Onondaga-Salzgruppe im Obersilur New-Yorks und Canadas zahlreiche G.e auftreten; die begrenzenden Schichten des Silurkalks sind aufgerichtet und gestört (Am. journ. of sc. a. arts (2) VI. 1849. 176).

In der Steinkohlenformation: Bei New-River in Virginien ist nach Rogers dem Kohlenkalkstein eine mächtige Gypsmasse eingelagert (Edinb. new phil. journ. V. 1857. 360). In der unteren Kohlenformation von Neuschottland kommen mit Kohlenkalkstein, Thonen und rothen Mergeln mehrere tausend Fuss mächtige Gypsmassen vor (Big Rock, Fundy Bay); dasselbe ist auf der Insel Cape Breton der Fall.

In der Dyasformation: Der G. besitzt in der Zechsteinbildung am südl. Harzrand und im Mansfeldischen eine beträchtliche Ausdehnung und zwar erscheint er hier in zwei verschiedenen Niveaus, nämlich als älterer G., die unterste Etage der mittleren Zechsteinformation darstellend, und, getrennt davon durch Dolomit, Stinkstein, Rauchwacke, braune und blaue Letten, als jüngerer G., welcher die früher zur Trias gerechnete oberste Partie der oberen Zechsteinformation ausmacht. Eine grosse Gypsmauer, der älteren Bildung angehörig, umgibt in einem sechs Meilen langen Zuge den Südrand des Harzes von Osterode bis nach Sangerhausen (der Katzenstein bei Osterode, der Hohnstein bei Ilfeld 430 Fuss hoch über dem Spiegel der Zorge aufragend, der Sachsenstein bei Walkenried). Die ungeschichteten mächtigen Stöcke des graulichweissen G. bestehen im Inneren aus Anhydrit. Die in den Schieferletten lagernden oberen G.e haben sehr eigenthümliche, überaus unregelmässige Formen, indem sie mit keilförmigen und spitzigen Verästelungen in die begleitenden Thonmassen eingreifen und durch Klüfte im Inneren vielfach in Stücke zerborsten sind, welche durch rothen Thon oder Fasergyps wieder verkittet sind. Verbreitet ist der G. auch am Südrand des Kyffhäusers bei Badra und Jechaburg. Am Nordwestrand des Thüringer Waldes bildet der Zechsteingyps ebenfalls einen fast ununterbrochenen Zug; bei Reinhardsbrunn kommt ausgezeichneter späthiger G. vor. Am Südrand des Thüringer Waldes tritt zwischen Liebenstein und Herges weisser körniger G. auf. Die im norddeutschen Tieflande vereinzelt aus dem Postpliocän hervortretenden Gypsmassen von Lüneburg (unter Muschelkalk liegend),

Segeberg in Holstein, Lübtheen in Mecklenburg-Schw., Speremberg im Reg.-Bez. Potsdam, Exin und Inowraclaw im Reg.-Bez. Bromberg gehören wahrscheinlich dem Zechstein an (vgl. S. 435).

In der permischen Formation Russlands erscheint der G. unter ganz ähnlichen Verhältnissen wie in Thüringen. Eine nahezu anhaltende Gypszone zieht sich von Orenburg bis jenseits des 60.° n. Br.; auch zwischen Kasan, Ufa und Samara, sowie bei Barnukowa im Gouvern. Nischnej-Nowgorod lagern weitverbreitete und mächtige Gypsmassen. Die von de Verneuil als zur Steinkohlenformation gehörend beschriebenen sehr ausgedehnten Gypslager, welche hoch oben im Norden an der Dwina und Pinega vorkommen und so mächtig sind, dass bei Zaborskaja das Bett der Dwina 10 Lieues weit in G. eingeschnitten ist, sind ebenfalls der permischen Formation zuzurechnen.

Die mächtigsten Gypsablagerungen des Buntsandsteins enthält dessen obere Etage: bei Hainroda in der Umgegend von Worbis sind sie über eine Meile weit ausgedehnt und stellenweise 100 Fuss mächtig; am Hausberg bei Jena beträgt die Mächtigkeit des G. bis zu 200 Fuss. Die G.e des Buntsandsteins sind meistens durch eine thonig-chloritische Beimengung grünlichgrau gefärbt. Am Fuss der Plesse bei Göttingen im Röth. Zum Buntsandstein gehört auch der G. von Recoaro im Vicentinischen.

Im Muschelkalk ist es namentlich die sog. Anhydritgruppe, in welcher der G. theils selbständige Stöcke, theils die äusseren Umhüllungen um Anhydritstöcke bildet, stets in Verbindung mit dolomitischen Mergeln und Steinsalz: am Ostabfall des Schwarzwaldes, in den unteren Neckargegenden, bei Sulz in Württemberg. Seeberg bei Gotha und Ettersburg bei Weimar; Grenzach bei Basel und an der Balmfluh bei Solothurn; bei Grevenmachern in Luxemburg. Mächtige Stöcke von weissem G., lagernd in rothen Thonen, die dem Muschelkalk äquivalent sein sollen, finden sich nach Jules Marcou im w. Nordamerika (Bull. soc. géol. (2) XII. 864).

Im Keuper treten die meistens röthlichweiss oder roth gefärbten G.e vorwiegend in der mittleren Etage der bunten Mergel und zwar in deren unterer Abtheilung auf. Diese bunten Mergel und Thone sind stellenweise von zahllosen, dicht nebeneinanderliegenden Trümern und Adern von G. durchzogen. In der badischen und württemberger Keuperformation sind die G.e sehr reichlich vertreten. Bei Bergheim und Waltenheim im Elsass, am Klausberg bei Berig in Lothringen. Dem Keuper gehören auch die Gypsbildungen im Dép. des Jura an, welche sich von Salins über Poligny nach Lons-le-Saunier ziehen; ebenfalls die G.e im Dép. des Aveyron, wo n. von Rodez der G. grosse schichtenartige Lager bildet; südlich bei St. Affrique ist in einem den G. bedeckenden Sandsteinconglomerat G. das Bindemittel. Die G.e von Vizille und die anderen bedeutenderen Lager und Stöcke der Dépp. de l'Isère und Hautes-Alpes gehören nach Ch. Lory zu den Schichten mit Avicula contorta (rhätische Stufe; vgl. Bull. soc. géol. (2) XIX. 720. XXIII. 482).

In den verschiedenen Etagen der alpinen Trias wird G. in grosser Menge und reichhaltigen Lagern gefunden, sowohl in den Werfener Schiefern als, in Verbindung mit den alpinen Steinsalzstöcken (vgl. S. 437), in den obertriassischen Zlambachschichten; bei Grubach unfern Golling in Salzburg werden jährlich 200000 bis 300000 Centner theils zur Düngung, theils zu Bauzwecken gewonnen.

Im Lias ist der G. nur in sehr spärlicher Verbreitung bekannt; so in dem Lias des s.w. Frankreichs, des Dép. Côte d'Or und der Cevennen; dem Lias ist auch die mächtige steinsalzführende Gyps- und Anhydritablagerung von Bex im Canton Waadt eingeschaltet (nach Chavannes gehört dieselbe indessen zum Eocän). Dem ungarischen Liaskalk sind nach Zeuschner bei Iglo und Pohorella Stöcke von G. eingelagert. In der Juraformation scheinen so weit bis jetzt bekannt nur äusserst

wenige Gypsbildungen stattgefunden zu haben. Ausser den schon erwähnten Triasgypsen der französischen Alpen giebt es hier nach Ch. Lory in der Gegend von Gap (z. B. am Schloss von Lazer, zwischen Monfrond und St. Genis) auch jurassische G.e, eingeschaltet zwischen Kellowien und Oxfordien, welche sich von den Triasgypsen durch ihre späthige, nicht zuckerkörnige Structur und durch die Abwesenheit von Anhydrit unterscheiden (Bull. soc. géol. (3) III. 1875. 17). Die Gypse, welche in der Gegend von Arignac und Bédeillac unfern Tarascon in den Pyrenäen zwischen Liaskalk und Granit lagern, verdanken wahrscheinlich einer später erfolgten Umwandlung von Kalkstein ihre Entstehung (Z. geol. Ges. XIX. 1867. 214). G. mit Schwefelknollen wird bei Weenzen aus dem Wealden gewonnen (Degenhardt, Z. geol. Ges. XXXVI. 1884. 685).

In der Kreideformation finden sich hauptsächlich in Frankreich G.e entwickelt, bisweilen in beträchtlichen Massen. Dufrénoy erwähnt Gypsstöcke in den Kreidebildungen des Dép. der Charente inférieure bei St. Jean d'Angely, Rochefort, Cognac; Coquand Gypslager von Auriol und Roquevaire unweit Marseille; nach Scipion Gras kommen sie auch im Dép. der Basses Alpes (bei Senez) und im Dép. der Drôme vor, nach Crouzet in den Kreidebildungen des Adour. In der deutschen Kreideformation scheinen die von A. Roemer erwähnten kleinen Gypsstöcke aus dem Hilsthon der Gegend von Alfeld die einzigen zu sein. Nach Ville ist die Kreide Südalgiers reich an mächtigen Gypslagern (z. B. bei Laghouat, Bull. soc. géol. (2) XIII. 1856. 404).

Aus der Tertiärformation sind u. a. namentlich die G.e des Pariser Beckens (namentlich am Montmartre sehr entwickelt) aufzuführen, welche zwischen dem Kieselkalk von St. Ouen und den Mühlsteinquarziten von St. Brie gelagert sind: zahlreiche stockförmige Gypsablagerungen von 5 bis 10, selbst 15 Meter Mächtigkeit, reich an Knochen von ausgestorbenen Säugethieren, Vögeln, Fischen und Reptilien, ziehen von Lonjumeau und Versailles über Paris und Meaux bis nach Château-Thierry. Zufolge Deshayes (Bull. soc. géol. (2) XXIII. 1866. 336) ist der G. marinen Ursprungs, de Lapparent (Géologie 1885. 1138) hält ihn für eine Bildung in Lagunen, in welche Süsswasser die Knochenreste einschwemmte. Auch zu Aix in der Provence als Süsswasserbildung. Die gewaltigen Steinsalzlager der Karpathen sind auch von G. begleitet; sie stehen im Zusammenhang mit den tertiären Gypsablagerungen von Czernitz, Krziskoritz, Pschow, Dirschel und Katscher in Oberschlesien, welche v. Carnall und F. Roemer (Geologie von Oberschlesien 1870. 372) beschrieben.

Neogener G. zwischen Podwerbie und Jezierzany in Galizien (Gebiet des Dnjeper), auch bei Tlumacz s.ö. von Stanislau (Fötterle, Jahrb. geol. R.-Anst. II. 1851. 86; Tietze, ebendas. XXXVI. 1886. 682). Im Miocän russisch Podoliens lagern am Zbruczflusse 20—30 m mächtige Gypsstöcke (v. Dunikowski, Z. geol. Ges. XXXVI. 1884. 55). — Eine lange eocäne Gypszone streicht von Thones in Savoyen aus über den Col de Pillon, durch das Engstlenthal, über Mühlenen, die Ralligstöcke, den Giswylerstock, Stanz, Iberg bis in die Umgebung von Dornbirn in Vorarlberg (v. Tribolet, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 10). — In der Subapenninbildung zu Tortona, Sta. Agata und Voghera in Piemont. Im miocänen Thonmergel von Castellina marittima bei Volterra in Toscana lagern Sphaeroide von Gypsalabaster. Eine ausgezeichnete pliocäne Gypsbildung erhebt sich auf Corfu am Arakliberge auf 509 m Höhe (nach Partsch). — Zu Hohenhöven bei Engen in Baden als tertiäre Süsswasserbildung, ferner am Kaiserstuhl bei Wasenweiler, bei Zimmersheim unfern Mülhausen im Oberelsass.

Erwähnenswerth sind noch diejenigen Gypsbildungen, welche sich als Producte von Solfataren, von vulkanischen Exhalationen von Schwefelwasserstoff und schwefeliger Säure darstellen. Bei den isländischen Solfataren von Krísuvík im

Südwesten und Reykjahlíd im Nordosten finden sich in den zu Thon umgewandelten Palagonittuffmassen nicht nur Krystalle von G., sondern grössere Schollen, zusammenhängende Schichten, selbst kleine stockförmige Einlagerungen desselben, begleitet von Schwefelkrusten. Gypstrümer von schneeweisser oder blassröthlicher Farbe durchschwärmen nach Fr. Hoffmann den vulkanischen Tuff der Insel Lipari, auch finden vielfache Wechsel von Gypslagen und Tuffschichten statt. Ähnliche Erscheinungen sind aus anderen vulkanischen Gegenden bekannt. Vgl. I. 582.

Sehr viele der Ophiteruptionen der Pyrenäen werden in auffälliger Regelmässigkeit von lichtgrauem, mitunter ziegelrothem Gyps (manchmal Eisenglanzblättchen und Eisenkiesel enthaltend) nebst eisenschüssigem Thon begleitet, welche hier wohl nicht als ursprüngliche Glieder einer Sedimentformation, sondern als secundäre Bildungen gelten müssen, entstanden aller Wahrscheinlichkeit nach durch schwefelwasserstoffhaltige Quellen, welche im Gefolge der Ophiteruptionen hervorbrachen (F. Z. in Z. geol. Ges. XIX. 1867. 132). Bei Marsoulas, ö. von Saleix enthält der Gyps isolirte Blöcke von Kalkstein, die von der Umwandlung in Gyps nicht betroffen wurden; vgl. auch II. 675.

Verhältniss von Anhydrit und Gyps. Genetisches. Aus dem Anhydrit entsteht im Lauf der Zeit durch Aufnahme von Wasser als Umwandlungsproduct der Gyps. So sind Pseudomorphosen von Gyps nach Anhydrit bekannt. Die den Anhydrit durchziehenden Absonderungsflächen werden oft von kleinen Gypskrystallon bedeckt. Im Grossen geht dieser Umwandlungsprocess in der deutlichsten Weise vor sich. Bei Bex im Canton Waadt werden die auf die Halde gestürzten Anhydritstücke schon innerhalb acht Tagen weisslich, mürbe und zerfallen zu Gypspulver. Die Abwechslung von Hitze und Kälte, von Trockenheit und Nässe begünstigt diese Umänderung. Die meisten oder vielmehr fast alle Anhydritmassen sind nach oben zu, wo sie den Wirkungen der Atmosphaerilien ausgesetzt waren und wo die Tagewasser eindringen können, in G. metamorphosirt, die graue Farbe wird weiss, Glanz und Durchsichtigkeit gehen verloren; oft behält der neuentstandene G. noch zunächst das Gefüge des Anhydrits. Da der G. bei gleichem absolutem Gewicht ein bedeutend grösseres Volumen einnimmt, als der Anhydrit, so muss diese Umwandlung des Anhydrits von einer beträchtlichen Ausdehnung seiner Masse begleitet sein; 1 Volumen Anhydrit liefert 1,623 Volumina Gyps. Die Anhydritmetamorphosen zeigen dies deutlich: das Gestein bläht sich auf, grosse Krusten lösen sich ab; in den alten Stollen und Strecken zu Bex findet dieses Losziehen von Schalen in solchem Maass statt, dass sie fast unfahrbar werden (s. v. Charpentier in v. Leonhard's Taschenb. f. d. ges. Mineralogie 1821. XV. 336—369). Man gelangt dort erst in einer Tiefe von 60—100 Fuss im Inneren des Gebirges auf den reinen unveränderten Anhydrit. Rengger machte übereinstimmende Beobachtungen an der Gyps- und Anhydritablagerung des Val Canaria in der Schweiz; die Ausdehnungserscheinungen an dieser Fundstätte wurden auch später durch v. Fritsch geschildert, welcher hervorhebt, dass die accessorischen Mineralien, die im Anhydrit als wohl ausgebildete Krystalle erscheinen, im Gyps als auseinandergerissene Trümmer und Bruchstücke vorkommen (Gotthardgebiet, Bern 1873. 119). — v. Alberti wies entsprechende Verhältnisse bei den Triasgypsen Württembergs und Badens

nach: »zu Tage ist nur Gyps, in den Gruben dagegen fast uur Anhydrit sichtbar«. Dieser G. ist nach allen Richtungen zerspalten, wo sich Schichtungen zeigen, ist die Masse durch den Zutritt der Atmosphaere aufgebläht. Nach Plümicke treffen alle Schächte, die in deu thüringischen Zechsteingyps zu zehu und mehr Lachter Tiefe niedergehen, im Inneren Anhydrit.

Die mit der Umwaudlung der Anhydritstöcke zu Gyps verbundene Anschwellung hat oft bedeutende Störungen in dem Schichtenbau der angrenzenden Gesteine bewirkt. Die Gypsstöcke in New-York und Canada werden von aufgerichteten und zerbrochenen Silurkalkschichten umgeben, der G. im Val Canaria hat die Glimmerschieferschichten stark dislocirt. In der deutschen Trias sind diese gewundenen, aufgerichteten, zertrümmerten und verworren durcheiuandergeworfenen Schichten, wodurch ganz abnorme Verbandverhältnisse entstehen, in der Nähe des G. eine ganz gewöhnliche Erscheinung (vgl. Hausmann, Über das Verhältniss von Gyps und Anhydrit und die Umwaudlung des letzteren in ersteren, im Auszug im N. Jahrb. f. Min. 1847. 594).

Alle erwähnten Umwandlungen erfolgen bei gewöhnlicher Temperatur; Hoppe-Seyler und G. Rose (Mouatsber. Berl. Akad. 17. Juli 1871) haben aber durch eine Reihe von Experimenten dargothan, dass in höherer Temperatur bei Gegenwart von Wasser oder vou Chlornatrium-Lösung sich Gyps umgekehrt zu Anhydrit verändert. Gyps mit Wasser oder mit Chlornatrium-Solution in eine Glasröhre eingeschmolzeu, war bei einer mehrere Stunden währenden Temperatur von 130° undurchsichtig, schueeweiss und zu einem faserigen Aggregat von Anhydrit geworden; selbst wenn man Stücke Gypsspath nur kurze Zeit in der Platinschalo mit Chlornatrium-Lösung kocht, so werden sie an den Rändern in Anhydritfasern umgewandelt.

Dass die directe Bildung von Gypskrystallen auf wässerigem Wege vor sich geht, ist allbekaunt: In Blasenräumen alter Hüttenschlacken, auf Grubenholz, im alten Mann der Bergwerke, auf alten, in der Grube vergessenen Kleidungsstücken (Teufelsgrund im badischen Münsterthal) haben sich Gypskrystalle gebildet. Wie Dronke berichtet, wurden im Juli 1867 bei Abtragung der im Jahre 1828 aufgeführten Eindeckung auf dem Pleidtenberge, einem Aussenfort von Ehrenbreitstein, in der deckenden Thonschicht Gypskrystalle in reichlicher Zahl und von allen Grössen gefunden, mussten sich also innerhalb des Thons, der sie ursprünglich nicht enthielt, in weniger als 30 Jahren gebildet haben (Poggend. Ann. CXXXII. 1867. 472). Lässt man gepulverten Anhydrit längere Zeit an feuchter Luft liegen, so bedeckt sich allmählich die Oberfläche des Pulvers mit einer Menge mikroskopischer Gypskryställchen. Die Höhlen des Steinsalzgebirges sind oft mit den prachtvollsten Gypskrystallen bekleidet: gypshaltige Wasser lösten das Steinsalz auf, in der dadurch entstehenden concentrirten Soole war der G. unlöslich, musste sich also abscheiden.

Die Untersuchungen von Hammerschmidt (vgl. S. 515) ergaben, dass in sehr vielen Anhydriten die mikroskopische Neubildung von G. sehr gut zu verfolgen ist, welcher sich zunächst netzförmig auf den Spaltrissen ansiedelt und dann

Anhydritkerne mit zerfaserten oder zerbröckelten Rändern einschliesst, ähnlich einer durch G. verkitteten Anhydritbreccie. Die Gypssubstanz entwickelt sich auch zu grossen unregelmässig contourirten Individuen, in welchen die rundlichen Anhydritreste noch eingebettet sind. Schliesslich werden letztere ganz aufgezehrt. Hammerschmidt empfiehlt für solche Mittelglieder zwischen gewesenem Anhydrit und daraus hervorgehendem Gyps die Namen Gypsanhydrit und Anhydritgyps. Die Menge des gebildeten G. lässt sich am besten übersehen, wenn man ihn innerhalb des Anhydrits durch schwaches Erhitzen undurchsichtig macht.

Manche Geologen haben früher, wahrscheinlich in Berücksichtigung der auffallenden Störung der umgebenden Schichten, den Gyps, oder doch wenigstens den wasserfreien schwefelsauren Kalk, den Anhydrit, als eine eruptive Bildung betrachtet. Friedrich Hoffmann liess den Zechsteingyps als solchen auf eruptivem Wege »unter dem rothen Sandstein her« an die Oberfläche treten (Poggend. Ann. III. 1825. 34; nach dem Besuch der liparischen Inseln scheint er von dieser Ansicht zurückgekommen zu sein). v. Alberti stellte die Meinung auf, dass der G. in Form eines Schlammes an die Erdoberfläche gelangt sei (Beitr. zu einer Monographie d. bunten Sandsteins etc. 1834. 304). Hausmann äusserte 1842 in seiner Schrift »Über die Bildung des Harzgebirges« (S. 145): »dass ein grosser Theil des Flötzgypses zu den abnormen Massen gehört und dass namentlich die zum Theil in Gyps umgewandelten Karstenitmassen, welche in der Nähe des südwestlichen und südlichen Harzrandes verbreitet sind, durch ein Emporsteigen ihre jetzige Gestalt und Stellung angenommen haben, zeigt sich ebenso entschieden, als dass die grossen Störungen, welche die ursprüngliche Lage der jüngeren Flötze im nordwestlichen Deutschland erlitten hat, mit dem Vorkommen von Gypsmassen im genauen Zusammenhang stehen«. Virlet d'Aoust suchte ebenfalls die eruptive Natur für viele Gypsbildungen geltend zu machen (Bull. soc. géol. (2) I. 1844. 843). Gleichfalls dachte sich Plümicke die Entstehung des G. als eine plutonische, und erklärt so die gewaltigen Hohlräume des G. als ursprüngliche Blasenauftreibungen. Karsten drückt sich ähnlich wie Hausmann aus, indem er sagt: »Anhydrit und Steinsalz müssen ebenso wie jedes andere plutonische Gestein in stockförmigen Massen durch die Schichten der schon abgelagerten Bildungen getrieben worden sein; sie müssen beim Aufsteigen nothwendig Spalten gebildet und das geschichtete Gestein verdrängt, seine Schichten aufgerichtet und zerrissen haben, um sich den Weg zur Erdoberfläche zu bahnen« (Karsten's und v. Dechen's Archiv 1848. 551). Ausser den Lagerungsverhältnissen schienen ihm die Abwesenheit von Petrefacten, sowie der Mangel an Schichtung auf die eruptive Bildungsweise des G. hinzudeuten.

Indessen haben diese Theorieen im Ganzen sich keines allgemeinen Ansehens zu erfreuen gehabt; namentlich sträubte man sich vielfach dagegen, die pyrogene Natur des G. anzuerkennen, welcher schon bei 105° sein Wasser verliert. Schon im Jahre 1808 hatte J. C. Freiesleben einen anderen Weg betreten, indem er in seinem »Geognostischen Beitrag z. Kenntn. d. Kupferschiefergebirges« die Vermuthung aufstellte, dass vielleicht der G. ursprünglich Kalkstein gewesen und durch Zutritt von Schwefelsäure die Kohlensäure aus ihrer Verbindung mit dem Kalk ausgetrieben worden sei. L. v. Buch erblickte ebenfalls in dem G. einen durch unterirdische Thätigkeit veränderten Kalkstein. Auch später hat man vielfach an Exhalationen von schwefeliger Säure oder Schwefelsäure gedacht, welche, durch Kalksteinschichten ihren Weg nehmend, dieselben in G. umgewandelt hätten; Voltz (N. Jahrb. f. Min. 1831. 178), Ami Boué, Gueymard (Bull. soc. géol. XI. 1840. 432), Adrien

Paillette (Comptes rendus 1843. Nr. 18), Kurr (N. Jahrb. f. Min. 1844. 38), Coquand (Bull. soc. géol. (2) III. 302), Frapolli (Poggend. Ann. 1846. LXIX. 499 und Bull. soc. géol. (2) IV. 1847. 832, auch N. Jahrb. f. Min. 1847. 609), v. Strombeck (Karsten's und v. Dechen's Archiv 1848. XXII. 242) haben sich für diese Ansicht bekannt. Frapolli unterschied in Thüringen und am Harzrand zweierlei G.e; die einen seien frühere Kalksteine, welche durch Empordringen von schwefeliger Säure auf Spalten zu G. umgewandelt wurden, die anderen directe Absätze auf dem Meeresboden, indem aus Spalten sich entwickelnde schwefelige Säure, welche durch Berührung mit dem Meerwasser zu Schwefelsäure wurde, auf den in demselben aufgelösten kohlensauren Kalk eingewirkt und so G. gebildet habe. Die allgemeine Bildung des G. durch Einwirkung von schwefeligsauren Dämpfen auf Kalkstein besitzt indessen nicht die mindeste Wahrscheinlichkeit, da die Entwickelung dieses Gases nur bei vulkanischen Eruptionen bekannt ist. Nepomuk Fuchs sprach einmal die Vermuthung aus, dass der G. unterschwefeligsaurer Kalk gewesen sei, aus dem er sich durch Oxydation der Säure gebildet habe (Gelehrte Anzeigen d. kgl. Bayer. Akad. 1838. Nr. 28).

Mit Recht sieht man heutzutage in allem schwefelsauren Kalk, sei er wasserfrei, sei er wasserhaltig, eine Bildung auf nassem Wege. G. Bischof hat sich in seinem Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie entschieden gegen die plutonische Bildung sowohl des Gypses als des Anhydrits ausgesprochen (2. Aufl. Bd. I. 846 ff. II. 189), für welchen letzteren sie oft vielleicht nur aus dem Grunde geltend gemacht wurde, weil er eben ein wasserfreies Gestein ist. Die Chemie bietet mehrere Beispiele dar, wie Salze unter verschiedenen Umständen mit und ohne Krystallwasser krystallisiren können. Aus einer gesättigten Lösung von schwefelsaurem Natron bilden sich bei einer Temperatur von 26°—32° R. grosse wasserfreie Krystalle dieses Salzes; wird die in der Wärme gesättigte Auflösung so abgekühlt, dass sie zwischen 12° und 24° R. zu krystallisiren anfängt, so schiesst das schwefelsaure Natron mit dem grössten Wassergehalt an. Aus diesen Erscheinungen schloss Bischof, dass sich auch der schwefelsaure Kalk aus wässeriger Lösung unter verschiedenen Verhältnissen als wasserfrei oder wasserhaltig abscheiden kann und zwar glaubte er diese Umstände in grösserem oder geringerem Druck suchen zu sollen: würde z. B. ein Druck von 10 Atmosphaeren hinreichen, das wasserfreie Salz zu erzeugen, so würde auf dem Boden eines 320 Fuss tiefen Sees der schwefelsaure Kalk als Anhydrit krystallisiren. Ein in einem Dampfkessel bei dem Druck von 2 Atm. sich absetzender schwefelsaurer Kalk hielt nach Johnston nur 6,2% Wasser. Die Pfannensteine der Saline von Hall enthalten nach Fehling (Württ. Jahresh. 1849. IV. 37) 63% schwefelsauren Kalk und nur 2,9 Wasser, also zeige sich hier der Anfang einer Anhydritbildung auf nassem Wege. — Doch fand Spezia experimentell, dass schwefelsaurer Kalk selbst unter einem Druck bis zu 500 Atmosphaeren nur als G y p s, n i c h t als Anhydrit krystallisirt und er ist deshalb der Ansicht, dass Druck allein zur Krystallisation des wasserfreien Kalksulfats nicht hinreicht (Atti Accad. di Torino XXI. 1886. 20. Juni); er weist auf die Versuche von Hoppe-Seyler und G. Rose hin (vgl. S. 521), nach denen Gyps in einer Chlornatriumlösung bei einer Temperatur von 120°—130° sich in Anhydrit ver-

wandelt und glaubt, dass die Bildung von Anhydrit in der Natur unter ähnlichen Bedingungen stattgefunden hat. Auch E. Pfeiffer nimmt für Stassfurt bei der Bildung des Anhydrits die Mitwirkung des Chlornatriums in Anspruch (Arch. d. Pharm. XXI. I 1884. 81). Allerdings fragt es sich, ob bei natürlichen Vorgängen auch jene höhere Temperatur vorausgesetzt werden darf, welche bisher für das Gelingen der experimentellen Anhydritbildung erforderlich war. Eine Hinweisung darauf, dass auch bei gewöhnlicher Temperatur und Gegenwart von Chlornatrium eine Anhydritbildung möglich sei, ist vielleicht in der von Haidinger berichteten Erscheinung geboten, dass bei Hall in Tirol die Räume ehemaliger Steinsalzwürfel von Anhydrit in körniger Zusammensetzung erfüllt sind. Als zweifellos unter gewöhnlichen Verhältnissen erfolgte Bildung füllt auch Anhydrit am Sommeraukegel bei Hallstatt Ammonitenkammern aus.

Man hat früher allzusehr bei der Erklärung der Gypsbildung an metamorphische Processe gedacht. Weitaus der grösste Theil der Gypse und Anhydrite scheint ein directer Absatz aus Gewässern, namentlich des Meeres zu sein; in dem heutigen Meerwasser ist unter allen darin aufgelösten Bestandtheilen der schwefelsaure Kalk derjenige, welcher seinem Sättigungsgrad am nächsten steht, indem in 600 Theilen Meerwasser 1 Theil desselben enthalten ist. Für die Gegenwart des schwefelsauren Kalks im Meerwasser, der als solcher in den Flussgewässern sich nur in ganz spurenhafter Menge findet, nimmt man die in den Flüssen gelösten schwefelsauren Alkalien in Anspruch, welche durch das Chlorcalcium des Meerwassers eine Zersetzung erfahren, wobei zugleich lösliche Chloralkalien entstehen. Aus einem eintrocknenden Meeresbecken muss sich zuerst Gyps, dann Steinsalz absetzen, wie sich dies in der Natur häufig zeigt. Bei denjenigen G.en, welche aus der Umwandlung von vorhandenem kohlensaurem Kalk hervorgegangen sind, wird es meist Schwefelwasserstoff gewesen sein, wodurch dieser Process vermittelt wurde. In den Solfataren der Insel Lipari, welche Friedrich Hoffmann so trefflich beschrieb (Poggend. Ann. XXVI. 1832. 1), Islands und anderer vulkanischer Regionen wird der empordringende Schwefelwasserstoff zu Schwefelsäure gesäuert, welche durch das Gestein sickernd, die Kalksilicate desselben zersetzt und zu G. umwandelt; zugleich scheidet sich aus dem Schwefelwasserstoff in Berührung mit der Luft Schwefel ab.

Coquand sah bei Selvena in Toscana, wie der aus den Spalten eines Kalksteins hervordringende Schwefelwasserstoff die Spaltwände in G. umänderte (Bull. soc. géol. (2) 1849. VI. 124). Zufolge Murchison haben die Schwefelquellen von Aix in Savoyen dieselbe Wirkung (Quart. journ. geol. soc. V. 173); nach Bonjean ist der Vorgang durch directe Oxydation des Schwefelwasserstoffs zu Schwefelsäure und Wasser ohne vorherige Bildung von schwefeliger Säure und ohne Absatz von Schwefel erfolgt. Die Anhydrite von Modane in Savoyen sieht auch Des Cloizeaux als durch schwefelwasserstoffhaltiges Wasser umgewandelte dolomitische Kalksteine an (Bull. soc. géol. (2) XXII. 1865. 25). Für die Gypsbildungen in der Kransgrotte bei Gams in Steiermark, wo sich auch Pseudomorphosen von G. nach kalkigen Crinoidenstielgliedern finden, macht Fr. v. Hauer einen ganz analogen Ursprung geltend (Verh. geol. R.-Anst. 1885. 16). — Über die secundäre Bildung von G. aus Kalkstein auf vulkanischem Emanationswege im Dép. Puy de Dôme vgl. Pomel im Bull.

soc. géol. (2) I. 1844. 587. — Die G.e, welche in der Gegend von Tarascon in den Pyrenäen zwischen Jurakalk und Granit lagern, sind aller Wahrscheinlichkeit nach durch Einwirkung von Schwefelquellen auf den Jurakalk entstanden, wie auch heutigen Tages an zahlreichen Punkten gerade auf der Grenze von Granit und Silur in den Pyrenäen Schwefelquellen hervorbrechen; diese G.e enthalten häufig Talkschüppchen und Glimmerblättchen, Eisenkieskryställchen und Brauneisensteinknötchen, seltener Strahlsteinsäulchen und Quarzkörner (F. Z., Z. geol. Ges. XIX. 1867. 215; Pouech, Bull. soc. géol. (3) X. 1882. 594). Für die mit Gneissen verbundenen G.e an der San Bernardo-Brücke im Cherasca-Thal bei Ossola, welche Quarz, Hornblende, Glimmer, Dolomit enthalten, denkt sich G. Spezia eine Abstammung aus benachbarten, dem Gneiss eingelagerten krystallinischen Kalken, welche sowohl die Umwandlung in Sulfat bedingende Schwefelmetalle, wie Pyrit und Markasit führen, als auch jene in dem G. auftretenden Mineralien in sich besitzen (Atti r. accad. Torino XXIII. 1887. 15).

Nach Sterry Hunt wird die wahrscheinlich noch fortwährend im Gang begriffene Umwandlung des Obersilurkalksteins zu G. in West-Canada und New-York durch Quellwasser hervorgebracht, welche einen kleinen Gehalt an freier Schwefelsäure besitzen. Die Quelle von Tuscarora enthält im Liter 4,289 Gramm Schwefelsäure (Am. journ. of sc. (2) VI. 1849. 176; Comptes rendus XL. 1855. 1348). Termier betrachtet die meist dem unteren Muschelkalk angehörigen G.e der Vanoise (Savoyen) durch Einwirkung schwefelsaurer Gewässer auf Kalkstein entstanden (Bull. serv. carte géol. France II. 1891. 147).

Alunitfels.

(Alaunstein, Alaunfels, Pietra della Tolfa.)

Der Alunitfels, eine weissliche, gelbliche oder röthlichgraue Masse von bald erdiger und weicher, bald feinkörniger oder dichter Beschaffenheit, ist im Wesentlichen ein Aggregat von Alunit (oder Alaunstein). Dieses rhomboëdrisch krystallisirende Mineral besitzt die empirische chemische Zusammensetzung $K[AlO]_3[SO_4]_2 + 3H_2O$, was als $K_2SO_4 + Al_2[SO_4]_3 + 2Al_2[OH]_6$, als Verbindung von 1 Mol. Kaliumsulfat, 1 Mol. Aluminiumsulfat und 2 Mol. Aluminiumhydroxyd aufgefasst wird; dem entspricht die procentarische Zusammensetzung von 38,62 Schwefelsäure, 11,37 Kali, 36,98 Thonerde, 13,03 Wasser. Ausser den verhältnissmässig reineren Ablagerungen dieser Substanz (dem eigentlichen Alunitfels) finden sich ferner innige Gemenge derselben mit Tuffen, namentlich solchen von trachytischer Natur, auch zersetzte feste Trachyte sind mit Alunit imprägnirt; in solchen Gesteinen bildet der Alunit alsdann häufig kleine, krummflächige und zu Drusen gruppirte Krystalle auf den Innenwänden der zahlreichen Poren, Zellen oder Klüfte. Der Alunit stellt sich hauptsächlich als ein durch Einwirkung von Schwefelsäure entstandenes Umwandlungsproduct von Feldspathen dar, wobei die Schwefelsäure theils durch vulkanische Exhalationen von schwefeliger Säure, theils durch eine Zersetzung von Eisenkies oder Markasit geliefert wurde.

Das Gestein, in welchem bei Tolfa unweit Civita Vecchia sich die Alnnitfelslagerstätten befinden, ist nach G. vom Rath eigentlich ein kieselsäurereicher pechsteinartiger Trachyt, der fast immer so stark zersetzt ist, dass die ursprüngliche Beschaffenheit fast völlig verwischt erscheint. Der Alunitfels besteht nun aus zahlreichen Gängen von Alunit (und Löwigit, s. u.), welche den angrenzenden, zerstörten, übrigens selbst hier in seinen Höhlungen mit Alunitkrystallen erfüllten Trachyt so zahlreich durchdringen, dass von letzterem nur ein Skelett übrig ist. Auf der Grube Gangalandi starren über 100 Fuss die blendend weissen Gesteinswände empor; der Hauptgang von Alunit ist 3 m mächtig und theilt sich in vier Arme, von denen jeder über 1 m mächtig ist und noch netzförmige Verzweigungen bildet. Die Salbänder der zum Theil mit Kaolin erfüllten Alunitfelsgänge bestehen aus stark verkieseltem hornsteinähnlichem Trachyt. A. Mitscherlich wies nach, dass im Alunitfels von Tolfa sich ein verwandtes, licht strohgelbes, anscheinend amorphes Mineral findet, der Löwigit, welches bis auf den Wassergehalt mit dem Alunit identisch ist; es enthält nämlich in der ersterwähnten empirischen Formel nicht 3, sondern $4\frac{1}{3}$ Mol. H_2O (18,33 %). — Exhalationen von Schwefelwasserstoff und schwefeliger Säure, welche sich zu Schwefelsäure oxydirten, sind es ohne Zweifel gewesen, wodurch aus dem dadurch zersetzten Trachyt diese Sulfate sich bildeten.

Anders liegen nach G. vom Rath die Verhältnisse bei den Alunitvorkommnissen von Toscana, z. B. bei Montioni s.w. von Massa, wo dieses Product aus kalihaltigem Thonschiefer entstanden ist, dessen Eisenkiesgehalt zersetzt wurde; dabei kam es zur Bildung von Schwefelsäure, vermittels deren die Umänderung des Schiefers bewirkt wurde.

Am Mont Dore findet sich der Alunit am Fuss des Pic de Sançy im Ravin de la craie in einer trachytischen Breccie, deren Hohlräume theils kleine Kügelchen von Schwefel, theils Eisenkieskrystalle enthalten; der kieselige Rückstand beträgt nach Gautier-Lacroze 24,66 %. Bei Breuil w. von Issoire in der Auvergne erscheint nach Gonnard und v. Lasaulx Alunit als äussere Umhüllung eines rothen eisenschüssigen Thonlagers, dessen Markasitgehalt bei der Zersetzung die zur Alunitbildung nöthige Schwefelsäure lieferte; der Kieselsäuregehalt des nicht ganz reinen Alunits beträgt nach Truchot nur 8,2 %.

Das Alunitvorkommen am nördl. Abhang des Gleichenberger Trachytgebirges steht wieder mit trachytischen Gesteinen in Verband; es ist stark unrein, indem v. Fridau darin 50,71 SiO_2 fand. Sehr verbreitet ist der Alunitfels in Ungarn namentlich im Beregher und Zempliner Comitat (bei Tokaj, Muszaj, Bereghszász); nach Haberle und Beudant hängt er auf das innigste mit Trachyttuffen und Bimssteinconglomeraten zusammen. In den ungarischen Alaunsteinen finden sich nach Derscényе (Beudant, Voyage en Hongrie III, 462) verkieselte Holzstücke. An der Cicera im siebenbürgischen Erzgebirge sind es nach Doelter verquarzte Hornblendeandesite, welche Alunit führen. F. v. Richthofen betrachtet den Alaunstein von Bene bei Bereghszász als aus einer Umwandlung von festem Rhyolith hervorgegangen; nach seiner Theorie haben bei den ungarischen Alaunsteinen fluorwasserstoffsaure Dämpfe den Act der Umwandlung begonnen, alsdann wurden die gebildeten Fluorkieselsalze durch schwefelsaure oder schwefeligsaure Gase, welche mit einem grossen Überschuss von Wasserdampf vermengt waren, in schwefelsaure Salze umgewandelt. Ein Alaunstein von Kawa Tjiwidai auf Java ist nach v. Richthofen wahrscheinlich aus festem Quarzsandstein entstanden; schon 1837 hatte J. Grimm für denjenigen von Muszaj in Ungarn die Ansicht aufgestellt, dass er nicht aus trachytischen Gesteinen, sondern aus Sandsteinen hervorgegangen sei.

Nach den Berichten von Tournefort und Virlet (welche schon Fiedler auf ein richtiges Maass zurückzuführen suchte), und den späteren von Sauvage und Russegger

soll auf Milos ein dem ungarischen ähnlicher Alaunstein verbreitet sein, dort mit trachytischen Gesteinen verbunden; auf dem unbewohnten Eiland Polinos soll der Alunitfels an der Küste eine an 3 Seemeilen lange senkrechte Felswand bilden, die bis zu 600 Fuss über dem Meer ansteigen dürfte; auch auf Aegina erscheint nach Virlet Alunit als Zersetzungsproduct von festem trachytischem oder rhyolithischem Gestein. — Was die Insel Milos anbetrifft, so hat Ehrenburg versucht nachzuweisen, dass es mit den genannten Angaben über das Auftreten von Alunit nicht seine Richtigkeit habe. Alle untersuchten dafür ausgegebenen Vorkommnisse zeigten nicht einmal eine erkennbare Reaction auf Schwefelsäure als Bestandtheil eines im Wasser unlöslichen Minerals. Immerhin ist das Auftreten alaunhaltiger Gesteine hier nicht ausgeschlossen; doch gehört die Gewinnung auch selbst von Alaun dem Alterthum an und findet seitdem nicht mehr statt (Die Inselgruppe von Milos, In.-Diss. Leipzig 1889. 118). Auch G. vom Rath erwähnt in seinen Reiseberichten von der Insel Milos (Sitzungsber. niederrhein. Ges. 1887. 47) den Alunitfels gar nicht.

Der über Rhyolithströmen sich erhebende Democrat-Hill in den Rosita Mts., Colorado, ist nach W. Cross ein blassröthliches Gestein, welches zu ca. $\frac{2}{3}$ aus Quarz und $\frac{1}{3}$ aus Alunit besteht. Der Quarz bildet ein gleichmässig vertheiltes und feinkörniges Aggregat zwischen den irregulär tafelförmigen Individuen des auf den ersten Blick orthoklasähnlichen Alunits und auch isolirte Körner innerhalb derselben. Die Analyse des Gesteins ergab: SiO_2 65,94; Al_2O_3 12,95; Fe_2O_3 0,55; K_2O 2,32; Na_2O 1,19; SO_3 12,47; H_2O 4,47 (99,89). Das Gestein ist grosszellig, auf den Höhlungen sitzen quarzüberkrustete Alunitkrystalle und etwas Kaolin. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist das primäre Gestein ein Rhyolith gewesen. Am Mt. Robinson, dem höchsten Punkt der Rosita Hills, enthält ein ähnliches Gestein neben dem Alunit auch Diaspor (und Baryt) oder besteht gar fast lediglich aus bläulichem Quarz und Diaspor.

A. Mitscherlich wurde durch seine Versuche über die künstliche Erzeugung von Alunit und Löwigit zu dem Resultat geführt, dass zur Ausbildung dieser Mineralien erforderlich sei das Vorhandensein von Lösungen von schwefelsaurer Thonerde und von schwefelsaurem Kali, ferner eine Temperatur von 180° und ein Druck von ungefähr 9 Atmosphaeren.

A. Mitscherlich, über Alunit, Journ. f. prakt. Chem. LXXXIII. 1861. 464.
vom Rath, A. von Tolfa, Z. geol. Ges. XVIII. 1866. 595; aus Toscana, ebendas. XXV. 1873. 137.
Fr. Hoffmann, A. von Vulcano u. Lipari, Über d. geogn. Beschaffenh. d. lipar. Inseln. Leipzig 1832.
Gautier-Lacroze, A. vom Mont Dore, Comptes rendus LVII. 1863. 362.
v. Lasaulx, A. aus Centralfrankreich, N. Jahrb. f. Min. 1875. 142; Niederrhein. Ges. zu Bonn, 1874. 246.
Fridau, A. von Gleichenberg, Ann. d. Chem. u. Pharm. LXXVI. 1850. 106.
Berthier, A. aus Ungarn, Annales des mines (4) II. 459.
Haberle, ebendar., Schweigger's Journ. XXXI. 151.
Beudant, Voyage en Hongrie II. 284; III. 446.
v. Richthofen, A. aus Ungarn, Jahrb. geol. R.-Anst. 1861. 261; A. von Kawa Tjiwidai auf Java, Z. geol. Ges. XIV. 1862. 347.
Grimm, A. von Muszaj, N. Jahrb. f. Min. 1837. 555.
Boué, A. aus Siebenbürgen, Bull. soc. géol. II. 360.
Doelter, A. von der Cicera in Siebenbürgen, Min. Mitth. 1874. 27.
Virlet, A. von Aegina, Bull. soc. géol. II. 357.

(Russegger, A. von Milos, Polinos, Kimolos, Reisen IV. 231.)
(Sauvage, A. von Milos, Annales des mines (4) X. 85.)
W. Cross, A. vom Democrat-Hill, Colorado, Am. journ. sc. XLI. Juni 1891. 466.

Phosphorit.

So nennt man das faserige bis dichte Aggregat von Apatit, von weisslicher, graulicher, gelblicher, bräunlicher Farbe; der krystallisirte Apatit ist $Ca_{10}P_6O_{24}Cl_2$ oder $Ca_5[PO_4]_3Cl$, der Phosphorit mehrfach verunreinigt, namentlich etwas Eisenoxyd und Kieselsäure haltig. Härte = 5 und darunter; spec. Gew. = 3—3,2; löslich in Salzsäure und Salpetersäure. — Die Phosphorite treten einerseits als compacte lagerförmige (oder bisweilen gangförmige) Massen von grösserer Ausdehnung auf; andererseits bildet Phosphorit als Knollen und Knötchen auch blos accessorische Bestandmassen in anderen Gesteinen und weiterhin erscheint die Substanz noch als Ersatzmaterial für organische Reste.

Lehrreich sind die Angaben von Renard und Cornet über das Vorkommen der Phosphorite Belgiens und des nördl. Frankreichs in dreifach verschiedener Lagerungsweise: 1) Phosphorite, welche sich noch in situ befinden; hierher gehören die Körnchen, welche in verschiedenen kalkigen Schichten der Kreideformation vorkommen, ferner die umfangreicheren Concretionen in der Schreibkreide, vergleichbar den auf dem Boden der recenten Meere gebildeten Concretionen, sodann auch die phosphatisirten Spongien, Polypen u. s. w.; dazu sind zu rechnen die Vorkommnisse von Mons. — 2) Phosphorite, entstanden durch secundäre Anreicherung des in den kalkigen Gesteinen vorhandenen geringen Phosphatgehalts vermittels durchtränkender kohlensäurehaltiger Meteorwasser und Humussäuren; hierher gehören die reichen Phosphorite von Ciply, der Somme, des Pas-de-Calais, von Cambresis, Hesbaye. — 3) Phosphoritfragmente, phosphatisirte Fossilien u. s. w., welche sich auf secundärer Lagerstätte befinden, wo sie entweder noch unter normalen Bedingungen oder ebenfalls im angereicherten Zustande erscheinen; z. B. sog. Puddinge von Cuesmes, von Maloyne. — Die Phosphoritconcretionen Nr. 1, welche nicht mit Geröllen verwechselt werden können, bestehen zum grössten Theil aus Steinkernen, welche sich in und um einen organischen Rest gebildet haben, dessen äussere Form noch deutlich hervorzutreten pflegt. Insbesondere sind es Foraminiferen (Globigerina, Textularia, Cristelleria, Rotalina), von denen aus Phosphorit bestehende Steinkerne vorliegen, die meist eine gelbliche trübe körnelige Substanz aufweisen, während die kalkige Foraminiferenschale gewöhnlich ganz verschwunden ist und aussen eine dickere oder dünnere, zart concentrisch geschichtete und feinfaserige Phosphorithülle von etwas grösserer Pelluciditát und im auffallenden Licht etwas porzellanähnlichem Aussehen sich herumlegt; letztere gibt zwischen gekreuzten Nicols Inter-

ferenzkreuze. In Phosphorit verwandelte Fragmente von Foraminiferen werden daneben vielfach angetroffen und ausserdem beobachtet man auch Concretionen mit kleinem dunklem Kern, der von concentrischen transparenteren Zonen umwachsen ist. In den Vorkommnissen der Somme und von Ciply bestehen die Phosphoritconcretionen zum grossen Theil aus mikroskopischen Fragmenten von Fisch- und Reptilienknochen (Renard und Cornet, Recherches micrographiques sur la nature et l'origine des roches phosphatées, Bull. de l'acad. r. de Belgique (3) XXI. 1891. 126; auch Annal. de la soc. géol. d. Belg. XVIII. 1891. 3).

Das berühmteste und wichtigste Vorkommen des Phosphorits in Deutschland ist das eigentlich erst seit 1864 bekannt gewordene in Nassau, wo die zahlreichen Ablagerungen längs des Lahnthals in der Gegend von Diez, Limburg, Vilmar, Weilburg, Wetzlar, Königsberg Gegenstand einer schwunghaften Gewinnung geworden sind. Dieser Ph. ist meist dicht, bräunlichgelb und weissgrau, von splitterigem oder erdigem Bruch, manchmal schalig oder schieferig. Eine Analyse von Fresenius (Durchschnitt mehrerer Proben von Staffel) ergab: 47,31 CaO, 0,12 MgO, 0,66 K_2O, 0,52 Na_2O, 3,77 Fe_2O_3, 1,67 Al_2O_3, 33,84 P_2O_5, 2,75 CO_2, 5,04 SiO_2, 2,12 Fl, 2,74 H_2O; auch Spuren J und Cl. Nach Stein, von welchem eine ausführliche Abhandlung über die Ph.e Nassaus stammt, ist das geologische Vorkommen derselben ein sehr verschiedenes, indem sie sich finden: 1) in Klüften und Schlotten des devonischen Stringocephalenkalks und Dolomits, beziehungsweise zwischen Kalkbildungen; 2) über dem Stringocephalenkalk und Dolomit, überlagert von diluvialen und tertiären Bildungen (Thon); 3) über den genannten Kalkbildungen, von Schalstein überlagert; 4) zwischen Schalstein eingelagert, beziehungsweise in Berührung mit Diabas; 5) in Berührung mit Cypridinen- und Kieselschiefer; 6) in Berührung mit Felsitporphyr; 7) in Berührung mit Basalt; 8) in Berührung mit Palagonitgestein; die letzteren Vorkommen sind sehr selten. Der Ph. bildet ausgedehnte, langgestreckte Nester oder zusammenhängende Lager von meistens 3—6, aber auch bis zu 20 Fuss Mächtigkeit. Ein grünes durchscheinendes Mineral (spec. Gew. 3,1284) incrustirt in traubigen, nierenförmigen, stalaktitischen Bildungen von faseriger oder concentrisch strahliger Structur den Phosphorit; von Stein wurde dasselbe unter dem Namen Staffelit als ein besonderes Mineral eingeführt, weil es bis zu 9% kohlensauren Kalk, auch etwas Wasser und Spuren von Jod enthält, und als ein Umbildungsproduct des Phosphorits aufgefasst, hervorgegangen durch Einwirkung von kohlensäurehaltigen Gewässern; der Staffelit enthält auch Fluor und etwas Chrom. Sandberger, sowie auch Th. Petersen erkennen die Selbständigkeit des Staffelits an, welche von Kosmann bezweifelt wurde. Streng beobachtete, dass die hervorragenden Enden der Staffelitfasern genau hexagonal wie Apatit krystallisirt sind. Haushofer fand im Staffelit 7,19% kohlensauren Kalk und vermuthet, dass das Phosphat und das Carbonat ein inniges Gemenge bilden, sowie dass letzteres als Aragonit vorhanden sei. In den Ph.en von Dehrn und Ahlbach fand Kosmann einen eigenthümlichen kalkhaltigen Wavellit. — Was die Bildungsweise des nassauischen Ph. anbelangt, so glauben Petersen, Stein und Wicke, dass derselbe durch Auslaugung des Phosphorsäuregehalts im Schalstein (Diabas) entstanden sei. Nach Herm. Heymann finden sich bei Allendorf und Mudersdorf in den Korallenbänken des Stringocephalenkalks Fossilreste, wie Calamopora, Cyathophyllum, Spirigerina, Stromatopora concentrica, Uncites gryphus aus Ph. bestehend, der hier den ursprünglich vorhanden gewesenen kohlensauren Kalk verdrängt hat.

Bei Amberg in Bayern liegt auf Grünoolithkalken des Jura und Doggerschichten in der Nähe eines mächtigen Brauneisensteinflötzes Ph., welcher bis 8 Fuss Mächtig-

keit erlangt. Die Analyse ergab: 53,55 CaO, 43,53 P_2O_5, 2,06 Fl, 0,90 Fe_2O_3, 0,73 Alkalien, 0,10 MgO, auch J. Bei Pilgramsreuth bildet er unter bituminösem Schieferthon und einem Braunkohlenflötz eine 2—4 Zoll starke Schicht im sandigen Thon der Braunkohlenformation; bei Fuchsmühl unweit Kemnath und Zottenwies in der Oberpfalz in zerstreuten Nestern auf der Grenze zwischen Basalten und Tertiärschichten. Diese Bildungen gehören dem Tertiär an. Gümbel wies nach, dass in dem fränkischen Jura von den tieferen Liasstufen angefangen bis in den unteren weissen Jura hinein concretionäre, Ph. haltende Knollen weit verbreitet sind; namentlich finden sich Phosphoritknollen in den Schichten des Ammonites margaritatus (Umgegend von Bamberg) und den Ornaten-Thonen (zwischen Rabenstein und Waischenfeld). — Grauschwarzer dickschieferiger Ph. bildet ein wenige Zoll mächtiges Flötz innerhalb des Kohleneisensteins (Blackband) auf den Kohlenzechen Josephine und Adele bei Hörde in Westphalen.

Ausgezeichnet ist das Phosphorit-Vorkommen zu Logrosan s.ö. von Truxillo in Estremadura, wo er nach Delesse gangförmige Lagerstätten in Granit, in cambrischen Schiefern und in devonischen Kalksteinen bildet; in den Schiefern von Constanza lässt sich ein durchschnittlich 3 m mächtiger Gang 6 km weit verfolgen. Der Ph. stellt eine gelblichweisse, schneeweisse und ockergelbe Masse dar, meist dicht, auch strahlig, faserig, knollig mit häufigen Einschlüssen von Quarzknoten und ist hier, wie Delesse hervorhebt, unzweifelhaft ein Absatz von Mineralquellen in Spalten. Auch bei Montanchez und bei Caceres in Estremadura findet sich ein bedeutendes Ph.-Vorkommniss.

Im russischen Dnjester-Gebiet sind die im silurischen Thonschiefer vorkommenden Phosphoritknollen nach Schwackhöfer ursprünglich kohlensaurer Kalk gewesen, welcher durch die Auslaugung des phosphorsäurehaltigen Muttergesteins umgewandelt wurde. In den Kreideschichten des österreichischen Dnjestergebietes, wo die dichtgedrängten Kugeln sich auf secundärer Lagerstätte befinden, sind, wie Stur, Glasel und Schwackhöfer berichten, auch Conchylien, Knochenreste und Holzfragmente in unreinen Ph. umgewandelt.

Der der obersten Kreide angehörige Phosphorit von Ciply bei Mons in Belgien bildet Nester von 40—50 Fuss Durchmesser und 20—25 Fuss Dicke, welche aus phosphathaltigen Kalksteinen, aus denen durch kohlensäurehaltige Tagewässer das Carbonat ausgezogen wurde, entstanden sind (Cornet, Q. journ. geol. soc. XLII. 1886. 325). U. d. M. zeigen die meisten Phosphoritkörner von Ciply nach St. Meunier Kerne von Carbonat.

Knöllchen von Ph. erscheinen schon im Cambrium und Untersilur von Wales (Davies, Q. journ. geol. soc. XXXI. 357) und in dem Cambrium des südl. Neu-Braunschweigs (W. D. Matthew, Trans. New-York Acad. sc. XII. 10. April 1893); letztere besitzen z. Th. im Inneren den Rest einer Trilobitenschale, u. d. M. führen sie eine Menge von organischen Überresten, vermuthlich Foraminiferen, Spiculae u. a. Theile (sog. Monaditen) von Schwämmen.

Eine sehr ausführliche zusammenfassende und die ganze Literatur berücksichtigende Abhandlung »Nature and origin of deposits of phosphate of lime« von Penrose und Shaler findet sich in Nr. 46 des Bulletin of the U. S. Geological survey (1888).

Phosphorite Nassaus: C. A. Stein, Zeitschr. f. d. Berg-, H.- u. Sal.-Wesen i. pr. St. XVI. 1868. Jahrb. d. Ver. f. Naturk. in Nassau XIX. 41 (N. Jahrb. f. Min. 1866. 716. 803). — Petersen, VII. u. VIII. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk. (N. Jahrb. f. Min. 1867. 101 und 1868. 482). Verh. geol. R.-Anst. 1868. 344 und 1869. 237. — W. Wicke, Journ. f. Landwirthschaft 1868. Heft 2. S. 219.

Ph. aus Bayern: Nauck (Pilgramsreuth), Z. geol. Ges. II. 1850. 41. — Gümbel (Fuchsmühl), Corresp.-Bl. d. zool.-miner. Ver. z. Regensburg 1853. 153. (Franken) Sitzgsber. Münchener Akad. 1864. II. 325; auch N. Jahrb. f. Min. 1865. 349.

Ph. aus Estremadura: (Logrosan) Naranjo y Garza und Lino Peñuelas, Bull. soc. géol. (2) XVII. 1860. 157. — David Forbes, Philosoph. Magaz. 1865. 344. — Delesse, Soc. centrale d'agriculture de France 1877 (N. Jahrb. f. Min. 1877. 834). — (Caceres) de Luna, Comptes rendus LXI. 1865. 47. — Gruner, im Excerpt N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 400.

Ph. des Dnjestergebietes: Schwackhöfer, Jahrb. geol. R.-Anst. XXI. 1871. 211. — Glasel u. Stur, Verh. geol. R.-Anst. 1869. 66, auch 104. — Melnikow, ebendas. 1886. 149. — Alth, Ph.-Kugeln aus Kreideschichten in russisch Podolien, Jahrb. geol. R.-Anst. XIX. 1869. 69. — W. Vernadsky, Ph. des Gouv. Smolensk vgl. Z. f. Kryst. XVII. 1890. 628.

Über andere Phosphoritlagerstätten vgl.

v. Koenen, Ph.-Knollen im unteroligocänen glaukonitischen Sande der Gegend von Magdeburg, Sitzgsber. d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw. z. Magdeb. 1872, Nr. 10.

Geinitz, Ph. der Gegend von Helmstedt, Buddenstedt und Schlewecke bei Harzburg, Sitzgsber. d. Gesellsch. Isis, Dresden, 1883. Heft 1 und 5.

H. Wolf, Ph. im Lavantthal, Verh. geol. R.-Anst. 1875. 145.

Italo Giglioli, Ph. vom Cap Sa. Maria di Leuca, an der Südspitze Apuliens, Gazzetta chimica italiana 1888. 54.

Bobierre u. Trutat, Ph. im Dép. Tarn u. Garonne. Comptes rendus LXXIII. 1871. 1361.

Rey-Lescure, Ph. im Dép. Tarn u. Garonne, Bull. soc. géol. (3) III. 1875. 417.

de Reydellet, Ph. von Belmez, Bull. soc. géol. (3) I. 1873. 350.

Vinchon, Ph. bei St. Maurice unfern Amiens, l'Institut 1875. 181.

Daubrée, Ph. im südwestl. Frankreich, l'Institut 1870. 141.

Gosselet, Ph. im nördl. Frankreich, Ann. soc. géol. du Nord XVI. 1889. 27.

Ladrière, Ph. von Montay und Forest im Dép. du Nord, Comptes rendus CVII. 1888. 960.

Meunier, kreideähnlicher Ph. von Beauval in der Picardie, Comptes rendus CIII. 1886. 657; ebendar. auch N. de Mercey, ebendas. CV. 1887. 1083. 1135.

L. Lasne, Ph. von Doullens, s.w. Arras, Bull. soc. géol. (3) XX. 1892. 211.

de Grossouvre, Ph. im centralen Frankreich, Annales des mines VII. 1885. 361.

Jaccard, Ph. im Neufchateller Jura, l'Institut 1873. 341.

Dewalque, Ph. von Ramelot, Belgien, Bull. de l'acad. r. de Belgique (2) XVIII. 7.

Nivoit, Ph. vou Ciply, Belgien, l'Institut 1874. 268; Comptes rendus LXXIX. 1874. 256. Ebendar. St. Meunier, Comptes rendus CVI. 1888. 214.

Delvaux, Ph. von Renaix u. Flobecq, Belgien, Ann. soc. géol. de Belgique XI. 279.

Fisher, Ph.-Knollen in der Kreide v. Cambridge, Q. journ. geol. soc. XXIX. 1873. 52.

W. Keeping, Ph.-Knollen in Neocomsanden v. Bedfordshire, Geolog. Magazine 1875. 372.

D. C. Davies, Ph.-Knollen im Bala-Kalkstein des n. Wales, Q. journ. geol. soc. XXI. 1875. 357.

J. W. Dawson, Phosphoriteinlagerungen w. vom Ottawa-Fluss im Laurentian Canadas, Q. journ. geol. soc. XXII. 1876. 285.

Jackson, Ph. in Westcanada, Proc. of Boston soc. of nat. hist. XII. 88.

Thomas, Ph.-Knollen im Eocän d. südl. Tunis, Comptes rendus CI. 1885. 1184; CIV. 1887. 1321. Bull. soc. géol. (3) XIX. 1891. 370.

Thomas, Ph. in Algier, Comptes rendus CVI. 1888. 379.

Bleicher, Ph. (mikrosk. untersucht) von Dekma, Constantine, Comptes rendus CXII. 1891. 1022.

Zu dem Phosphorit gehört auch das Sombrerit (Phipson, Journ. of the chem. soc. XV. 277) genannte Gestein von der kleinen westindischen Insel Sombrero, welches dort unter den Guanolagen vorkommt; es ist theils schmutzig rothgrau und enthält dann nicht selten Nester einer aus braunen Bruchstücken palagonitartiger Substanz bestehenden Breccie, theils rein weiss und frei von fremdartigen Einmengungen; in demselben kommen Bruchstücke von recenten Korallen, Steinkerne von recenten Muscheln und Schnecken vor. Die Gesteinsmasse ist mehr oder weniger reiner Phosphorit, von welchem sie durchschnittlich 75% enthält. In den kleinen Hohlräumen und Spalten der weissen Gesteine tritt dieses Mineral als dünne Kruste mit traubiger Oberfläche und strahligem Gefüge ganz rein und krystallinisch auf, und die stellenweise ursprünglich in strahligen weingelben Kalkspath verwandelten Korallenröhrchen bilden jetzt meist hohle Pseudomorphosen von Phosphorit nach Kalkspath. Das Gestein war ursprünglich ein der neuesten Zeit angehöriger, durch Hebungen über das Meeresniveau gelangter Korallenkalk, dessen kohlensaurer Kalk durch Lösungen der Guanosalze, phosphorsaures Ammoniak, Kali und Natron in Phosphorit umgewandelt wurde. Die rothgrauen, Palagonit führenden Zwischenlagen rühren vielleicht von der Mengung der Korallentrümmer mit angeschwemmtem Material vulkanischer Ausbrüche her, welche in jenem Inselgebiete nicht selten sind. — Ähnliche aus Korallenkalken entstandene Phosphorite beschreibt K. Martin von den westindischen Inseln Curaçao und Bonaire. Ausserdem finden sich hier Phosphorite in Höhlungen der quartären Kalke als metamorphosirte Sinterbildungen, entstanden durch die Salze eines von Landsäugethieren (Fledermäusen, Ratten und Kaninchen) producirten Guanos. Nach Meyn besteht ein Drittel der Insel Klein-Curaçao aus einem conglomeratähnlichen, heller und dunkler braunen, oft schaligen, an Hohlräumen reichen und bisweilen äusserlich dem Halbopal gleichenden Phosphorit, welcher 80—90% Kalkphosphat enthält; vom Rath entdeckte darin pseudomorphe Hohlformen nach verschwundenem Gyps.

Fr. Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1864. 631.
Martin, Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 473. Geologische Studien über Niederländisch-Westindien. Leiden 1888. 88.
Meyn, Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 697.
vom Rath, Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1878. 122.
Stelzner (Curaçao), N. Jahrb. f. Min. 1877. 415.
G. Hughes, Quart. journ. geol. soc. XLI. 1885. 80.
d'Invilliers (Insel Navassa), Bull. geol. soc. Amer. II. 1891. 75.

Schwerspath.

(Heavy spar; baryte sulfatée.)

Schwerspath als selbständiges Gestein ist nur sehr selten gefunden worden. Seine Härte beträgt 3—3,2; das spec. Gew. 4,3—4,7. In chemischer Hinsicht ist er schwefelsaurer Baryt, $BaSO_4$, mit der Normalzusammensetzung: Baryt 65,68, Schwefelsäure 34,32%. Das Schwerspathgestein enthält indessen meist Mengen von SiO_2, Fe_2O_3, auch wohl von $SrSO_4$.

Das bedeutendste Vorkommen von Schwerspathgestein ist dasjenige in dem devonischen Thonschiefer von Meggen an der Lenne in Westphalen, welches zuerst 1845 v. Dechen beschrieb, und über welches später v. Hoiningen eingehende Mittheilungen machte. Der Schw. ist dicht, von dunkler, schwärzlichgrauer Farbe, einem dunkelgrauen Devonkalk ähnlich, mit weissgrauem Strich, flachmuscheligem

und splitterigem Bruch und frei von accessorischen Gemengtheilen. Im Ganzen kennt man hier ungefähr 12 Lager von Schwerspathgestein, zum Theil von beträchtlicher Mächtigkeit, wie z. B. am Eickerter Berge drei Lager auftreten, von 30, 20 und 10 m Mächtigkeit; ein Lager ist 460, ein anderes 3000 m lang. Nach Sandberger bildet feinkörniger bis dichter Schw. mit Quarz ein bis 5 Fuss mächtiges Lager im sog. Talkschiefer bei Naurod in Nassau. — Zimmermann beschreibt eine kuppenförmig aufragende Masse von Schw. am Restberge bei Gittelde im Herzogthum Braunschweig, die mit einem Schwerspathlager in Zusammenhang zu stehen scheint, welches in der Nähe zwischen Brauneisenstein und Stinkstein eingelagert ist. Bei Hersfeld in der Eifel erscheint gleichfalls Schwerspathgestein. — Ausser den hier und da aufsetzenden, zum Theil mächtigen Gängen von Schw. kennt man noch einige untergeordnetere Vorkommnisse, wie die oft über fussgrosen Nieren von dunkelgrauem oder schwarzem Schw. (Hepatit) aus den Alaunschiefern von Andrarum in Schonen, die Knollen von erdigem Schw. in den Thonen der Braunkohlenformation von Neukersdorf bei Frohburg in Sachsen, die strahlig-faserigen und stengeligen Knollen von graugrünem Schw. (Bologneserspath) aus den Subapenninenmergeln des Monte Paterno bei Bologna.

v. Dechen in Karsten's u. v. Dechen's Archiv Bd. XIX. 1845. 758—53, und Verhandl. d. naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. 1855. 144.

v. Hoiningen, gen. Huene, Verh. d. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. W. 1856. 300.

Sandberger, Übers. d. geol. Verh. d. Herz. Nassau. 1847. 11; Jahrb. d. Ver. f. Naturk. im H. Nass. 1850. VI. 7.

Zimmermann, Das Harzgebirge 1834. I. 151.

Vilanova, über die Schwerspathablagerung von Laize-la-Ville (Calvados), Bull. soc. géol. (2) IX. 1852. 388.

Quarzit.

(Quarzfels, Quarzschiefer, Quartzite, Quartzrock, Granular quartzrock, Quartz en roche, Quartz grénu.)

Der Quarzit ist eine körnige bis dichte Quarzmasse von meist grobsplitterigem Bruch und vorwiegend weissen oder grauen Farben. Je nach der verschiedenen Makrostructur unterscheidet man folgende Varietäten:

1. Körniger Quarzit mit kleinkörniger und feinkörniger, stets deutlich krystallinischer Zusammensetzung. Auf Klüften und in Hohlräumen erscheinen die Individuen wohl als ausgebildete Krystalle. Man kennt auch Quarzite, bei denen fast das ganze Gestein ein Aggregat von um und um ausgebildeten Quarzkrystallen ist, z. B. bei Reichenbach im Odenwald. Es ist kaum eine Grenze zu ziehen zwischen diesen Gesteinen und den sog. krystallisirten Sandsteinen. Manche körnige Quarzite haben ein ganz sandsteinähnliches oder psammitisches Ansehen, doch vermisst man stets das Bindemittel, welches bei den echten Sandsteinen die Körner zusammenhält. Einige Quarzite enthalten übrigens unzweifelhafte Quarzfragmente und Quarzgerölle.

2. Dichter Quarzit (quartz compacte), ein höchst feinkörniges bis fast dicht erscheinendes Aggregat kleiner Quarzkrystallkörner. U. d. M. gewahrt man stets die krystallinische Zusammensetzung des Gesteins. Der körnige oder dichte Q. enthält bisweilen eine reichlichere oder geringere Menge von grösseren Quarzkrystallen, wodurch ein porphyrähnliches Ansehen hervorgerufen wird; mitunter wird dies auch durch zerstreut eingewachsene Feldspathkrystalle bedingt, z. B. häufig in Schottland, in der Gegend von Christiania und auf dem Gipfel des Goustafjeld in Norwegen, oberhalb Neuland im böhmischen Jeschken-Gebirge.

3. Schieferiger Quarzit oder Quarzschiefer, eine feinkörnige bis dichte Quarzmasse, welche in mehr oder weniger vollkommene Schieferplatten spaltbar und dabei mit einer Parallelstructur versehen ist, die namentlich dadurch hervorgebracht wird, dass parallele Blättchen von meist silberweissem oder sericitischem Glimmer lagenweise vertheilt sind. Die Farbe ist weiss, gelblichweiss oder gelb, der Querbruch erscheint feingestreift oder gebändert. Solche Gesteine gehen durch Überhandnehmen des Glimmers in Glimmerschiefer über; auf der anderen Seite entwickeln sie sich aus reinem Quarzit und enthalten in gar manchen Fällen nur eine sehr spärliche Menge von Glimmer. Die Glimmerblättchen der Quarzschiefer zeigen häufig eine unverkennbare lineare Streckung; namentlich auf den Spaltungsflächen sind sie oft in sehr deutlicher Weise zu parallelen Streifen zusammengruppirt. Viele schieferige Quarzite lassen diese Erscheinung wahrnehmen, z. B. die aus dem Hospitalwalde bei Freiberg und aus dem Triebischthale in Sachsen nach Naumann, die von Westervik in Kalmar nach Erdmann. Manchmal wird die Parallelstructur der Quarzschiefer auch gar nicht durch die Gegenwart parallel angeordneter Glimmerblättchen, sondern durch eine von Lage zu Lage abwechselnde Beschaffenheit oder Färbung der Quarzitmasse selbst hervorgebracht. Dünne Lagen von weissem feinschuppigem Talk finden sich zwischen den Bänken des Quarzschiefers von Krummendorf. Bei Flinsberg und Giehren enthält der im Glimmerschiefer lagernde Quarzschiefer auf den Schieferungsflächen bisweilen sehr feinkörnigen Eisenkies (zufolge Gürich).

Eine ganz eigenthümliche Structurvarietät ist der sog. Dattelquarz (oder Mandelquarz) vom Krystallberge bei Krummendorf in Schlesien; er erscheint bei der ersten Betrachtung zusammengesetzt aus einer structurlosen feinkörnigen Grundmasse und darin ausgesonderten langgestreckten concretionären Gebilden von verschiedener Grösse, welche alle parallel neben einander liegend, die Gestalt von Dattelkernen haben, nicht selten gegen 0,5 dcm lang werden und öfter eine glatte Oberfläche aufweisen. Die Kerne werden gebildet aus kleinen, gleichgrossen Quarzkörnchen mit meist wenig festem Zusammenhalt. Die Grundmasse ist bei näherer Untersuchung lediglich ein Aggregat ebensolcher nur sehr kleiner fruchtkernartiger Gebilde von derselben Structur wie die grossen Datteln. Das Gestein wird so bröckelig, dass sich die Datteln mit Leichtigkeit von einander lösen. Nach E. Schumacher ist die Structur eine ursprüngliche, mit derjenigen der Augengneisse, sowie mit der flaserigen nahe verwandte und würde mit der letzteren übereinstimmen, wenn man sich die Datteln von Glimmermembranen umgeben vorstellt. Lehmann

hält die dattelförmigen Quarzitkörper für Gerölle, die durch mechanische Streckung gelegentlich der Gebirgserhebung sehr verzerrt worden seien (Jahresber. schles. Ges. f. vaterl. Cultur LXIII. 761). — Naumann erwähnt ähnliche Vorkommnisse von Laurgaard am Fuss des Dovrefjeld und von Göra im Sundthale in Norwegen (Beitr. z. Kenntn. Norwegens II. 291), Macculloch solche aus Schottland.

Aus den Landschaften Rawas in Mittelsumatra berichtet Wichmann über ein eigenthümliches oolithisches Kieselgestein: die oolithähnlichen Körnchen besitzen einen Kern von Magnetit, welcher zunächst von einer Schale farblosen Quarzes umgeben ist, auf welche nach aussen eine zweite Quarzschale folgt, die eine dunkle Substanz und einige kleine Magnetitkörnchen enthält. — N.W. vom State College, Centre Co. in Pennsylvanien, kommen bis zu 4 Ctr. schwere Gerölle eines Kieseloolithes vor, welchen Barbour und Torrey (Am. journ. sc. XL. 1890. 246) und Bergt (Ges. Isis, Dresden 1892) beschrieben. Eine dem Rogenstein äusserlich sehr ähnliche Varietät von 2,63 spec. Gew. besitzt in einer körnigen Quarzmasse ca. 1½ mm grosse Kügelchen, welche bei vollständigster Gliederung im Durchschnitt ein centrales grösseres Quarzkorn zeigen, darum ein gröberkörniges Quarzaggregat, darauf stengeligen Quarz, ferner nach aussen sehr feinkörnige feuersteinähnliche Substanz, vielleicht zu alleräusserst noch einen Ring feinfaserigen Chalcedons, wobei übrigens verschiedene dieser ringähnlichen Zonen ausfallen können. Bisweilen bilden organische Reste den Kern.

Buhrstone nannte Hitchcock 1838 einen feinkörnigen Quarzit mit sehr langgezogenen Poren, welche alle den Schichtungsflächen des Gesteins parallel liegen, von Pittsfield in Massachusetts, wo er als Mühlstein verwandt wird; auch in Georgia, Alabama, bei Charleston in Süd-Carolina. Vorwiegend ein Glied der Tertiärformation ist er nach Dana durch die Einwirkung von Kieselsäure-Solutionen auf fossilhaltige Gesteine entstanden; Rep. on the geology of Massachusetts, 1838. 41.

Die Quarzite und Quarzschiefer betheiligen sich sowohl an dem Aufbau der krystallinischen archäischen Schieferreihe als an den sedimentären Formationen. Die zu den krystallinischen Schiefern gehörigen Quarzschiefer entwickeln sich aus Gneissen (insbesondere Muscovitgneissen), namentlich aus Glimmerschiefern und Phylliten (weniger aus Hornblende-, Talk- und Chloritschiefern) und gehen in diese Gesteine über, indem sie vielfach nur überaus quarzreiche Abänderungen derselben darstellen. Sie sind im Allgemeinen mehr körnig als dicht. Ausser dem Glimmer und dem Feldspath führen diese schieferigen und körnigen Quarzite häufig noch zahlreiche makro- und mikroskopische accessorische Mineralien, deren Gegenwart zum Theil darauf beruht, dass die Quarzite durch Übergänge mit einem anderen Gestein in Verbindung stehen. An solchen Accessorien sind die Quarzite der sedimentären Formationen unverhältnissmässig ärmer. Häufig ist ein Gehalt an Chlorit oder an talkigen Blättchen, an Eisenkies, Magnetit (auch Eisenglanz) oder Graphit; letzterer z. B. zwischen Zirkenreuth und Grossensees, n. von Tirschenreuth in der Oberpfalz (Kalkowsky. N. Jahrb. f. Min. 1882. I. 232), am Ostfuss des Erlitzgebirges in Böhmen (H. Wolf); dunkle Quarzschiefer des odenwälder Gneisses zeigen im Centrum der Quarzkörner sehr kleine und zwischen den Körnern grössere kohlige Partikelchen; fein eingemengte Blättchen von Graphit färben den Quarzit von Krummendorf in Schlesien bisweilen indigoblau, wie Cordierit (Schumacher); bei Zaingrub im niederösterr. Waldviertel färben schöne sechsseitige metallglänzende Blättchen, die aus dem

feinen Pulver leicht abgeschlämmt werden können und bisweilen 0,5 mm gross werden, den Quarzit schwarz. Der schwarze sog. Graphitschiefer der Umgegend von Heidelberg ist ein dichter graphitreicher Quarzit mit Muscovit und Turmalin, welche auch schon makroskopisch hervortreten, ferner Rutil und Apatit. Der ausgezeichnete Graphitquarzit des Röhrsdorfer Thals bei Kreischa ist zufolge Beck und Luzi ein durch den Granit erzeugtes contactmetamorphisches Product, hervorgegangen aus obersilurischem Kieselschiefer. Von den Sectionen Johanngeorgenstadt, Wiesenthal und Schellenberg-Flöha erwähnt Sauer Quarzschiefer mit Graphitoid, d. h. amorphem, verhältnissmässig leicht verbrennbarem Kohlenstoff, vgl. auch Z. geol. Ges. XXXVII. 1885. 443; vermuthlich kommt dieser amorphe Kohlenstoff zufolge Cohen auch in den das Liegende der Weiler Schiefer (Vogesen) bildenden Quarzitschiefern vor. — Titaneisen im Q. des Gneisses von Aschaffenburg. — Turmalin, mikroskopisch weitverbreitet, z. B. in den mit Glimmerschiefern, auch Phylliten zusammenhängenden Q.en des sächs. Erzgebirges, bei Katzenstein, Crandorf, Hennersdorf, Habichtsbüchel; bei Oberpodiebrad um den Rummelsberg in Niederschlesien; im Quarzitschiefer des Spessarts (Turmalin mit vielen schwarzen Körnchen entweder von Magnetit oder Graphit, nach Thürach); n.w. von Obersandau und n.ö. von Ulrichsgrün im Egerer Kreise, Böhmen; in den Q.en des niederösterr. Waldviertels und des Wechselgebirges. — Granat, ebenfalls häufiger, insbesondere in Q.en des Glimmerschiefers, z. B. denen des Erzgebirges und des n. Böhmens; lichtgelblich im Quarzschiefer des odenwälder Gneisses; am Stierplatz im Böhmerwald, wo durch Aufnahme von Granat und kleinkörnigem Feldspath sich aus Quarzitschiefer ein granulitartiges Gestein herausbildet (v. Hochstetter); im Q. des Gotthard-Tunnels; erbsengross im Clover Cañon der East Humboldt Range in Nevada; in dem fossilhaltigen »Quartzite grénatifère« der Gegend von Bastogne, gelblichbräunliche Dodekaëder, kaum über 1—2 mm gross, mit 14,53 MnO (s. I. 365); die mit Vorliebe von kohliger Substanz umgebenen Krystalle zeigen alle mehr oder weniger nach den krystallographischen Axen geordnete Einschlüsse, welche zum Theil dem Quarz, zum grösseren Theil dem Kaliglimmer angehören dürften (Renard, Bull. du musée r. d'hist. nat. de Belgique I. 1882. 1). — Zirkon in den Q.en des Phyllits auf den Sectionen Zwota, Falkenstein, Elster (Sachsen), im Spessart, im niederösterr. Waldviertel (z. B. Loisberg bei Langenlois), im westafrikanischen Kuilu-Gebiet, nach Küch. — Rutil bei Aschaffenburg, Grossmotten im niederösterr. Waldviertel, im westafrikanischen Kuilu-Gebiet. — Epidot in Q.en des Wechselgebirges (nach Böhm), zwischen den Flüssen Kussa und Schumnaja im Ural (nach G. Rose); epidothaltige Q.e (sog. Erlane) werden durch Gümbel vom Birstengel bei Stammbach und von Bischofsgrün im fichtelgebirgischen Gneiss erwähnt. — Cyanit am Horrsjöberg in Wermland in feinen Körnern so reichlich eingesprengt, dass der Quarzitschiefer himmelblau erscheint, bildet bisweilen auch hier selbständige Lagen von mehreren Klafter Mächtigkeit und durchzogen von dünnen Damouritlagen; dieser Quarzit vom Horrsjöberg führt auch noch Rutil, Titaneisen, Lazulith, Apatit, Talktriplit (Igelström); Cyanit

findet sich auch bei Aschaffenburg, Kolotkina und Urenga im Ural, Bussleton in Pennsylvanien. — Q. mit einem Gehalt an pleochroitischem Andalusit in dicken Säulen (auch an Sillimanit, Rutil, Zirkon, selten Turmalin) beschrieb Retgers aus dem südl. Borneo (N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 41). — Apatit in Q.en der Sectionen Elster, Leisnig, Rochlitz; am Loisberg bei Langenlois. Bemerkenswerth ist der sog. Apatitschiefer der Section Heidelberg, der aus einem wasserhellen Aggregat von Quarzkörnern besteht, in welchem kurze gedrungene, sehr gleichmässig grosse Apatitsäulchen (ca. 0,05 mm lang), meist stark zugerundet, in paralleler Richtung liegen; accessorisch etwas Turmalin, Graphit und Rutil; nach der Analyse besteht das Gestein, welches kleine Linsen in graphitischen Quarziten bildet, aus 43% Quarz, 55% Apatit, 2% der Accessorien (Osann, Mitth. grossh. bad. geol. L.-Anst. II. 378). — Ein lichtgrünlichgrauer Quarzitschiefer des Odenwalds führt ausser Glimmer zu $\frac{1}{3}$ unvollkommen ausgebildete, grösstentheils ganz frische Augite (Benecke und Cohen); farblosen Salit fand Wichmann in einem Q. aus dem Viti-Archipel. — Hornblende, nach Stapff im Q. des Gotthard-Tunnels, nach Sjögren zwischen dem Langesundfjord und Risoer in Norwegen; im Clover Cañon, Nevada; epidotführender Strahlsteinquarzit von der Ganna nera (C. Schmidt). Aus dem nordöstl. Minnesota beschreibt Bayley einen Q. mit gerundeten Quarzkörnern, zwischen denen cämentähnlich feine Hornblendenädelchen und Chloritfäserchen einherziehen, welche aber sehr häufig auch in die Quarzkörner hinein projiciren (XIX. Ann. rep. geol. and nat. hist. survey Minnesota 1892. 194). — Chloritoidblättchen selten, im Q. des Phyllits der Section Zwota. — Fibrolith als feine weisse Büschelchen, ferner reichlicher beigemengt und den Quarzit fasrig machend, auch als wellige Membranen eine Flaserstructur erzeugend, oder als Überzüge auf Schichtflächen, nach E. Schumacher am Rummelsberge bei Strehlen. — Anatas und Brookit im Quarzschiefer des Spessarts (zufolge H. Thürach). — Carbonate sind selten; Kalkspath erwähnt Reusch in einem Q. n. vom Westende des Bantaksees in Norwegen; der makroskopisch fast ganz homogen erscheinende Q. vom Gipfel des Mill Peak, Colorado, erweist sich u. d. M. als Aggregat farbloser eckiger Quarzkörnchen von meist nur 0,015 mm Durchmesser, vermengt mit sehr kleinen nach $-\frac{1}{2}R$ zwillingsgestreiften Calcitkörnchen (F. Z.). — Dunkelgrünen und undurchsichtigen Diaspor nennt Quiroga y Rodriguez in den Q.en von Cardoso in Guadalajara, Spanien (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1881. II. 222). — Auf der Modane-Seite des Mont Cenis-Tunnels enthält eine 300—400 m mächtige Quarziteinlagerung nach Stapff reichlich Anhydrit eingesprengt. — Zinnstein zu Piriac an der Südküste der Bretagne. — Schwefel in grosser Menge bei Ticsan zwischen Quito und Cuenca. — Gold, z. B. in Südcarolina, Umgegend von Steinheide und am Wurzelberg im n.w. Thüringer Wald (in cambrischen Q.en). — Ein axinitähnliches Mineral erwähnt Gümbel in einem Turmalin und Arsenkies haltigen Q. vom Devil's Hill, w. von Accra an der Goldküste.

Vom Mt. Maré im n. Transvaal beschrieb Götz einen Magnetitquarzschiefer, von den Goldgräbern Calico-rock genannt, ein grobschieferiges, im Querbruch

gebändertes Gestein, in welchem hellere, röthlich gefärbte, magnetithaltige Quarzlagen abwechseln mit dunklen, oft mehrere Millimeter breiten Bändern von Magneteisen, welches theilweise in Eisenoxydhydrat verändert ist (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 164).

U. d. M. sind die Quarzkörner in den zu den krystallinischen Schiefern gehörigen Gesteinen meist unregelmässig gestaltet, zackig in einander übergreifend, wie in einander verzapft; mitunter liegen in einem Aggregat kleiner Körner grössere, etwas spindelförmig gestaltete Individuen von nahezu paralleler Richtung. Ob das streifenweise wellige Irisiren an den Rändern der Quarze eine Folge der Interferenz an übereinandergreifenden Körnchen oder eine optische Anomalie durch randliche Aneinanderpressung ist, fällt oft schwer zu entscheiden. Doch kommt manchmal auch im Inneren eine deutliche undulöse Auslöschung vor oder selbst eine gewissermassen striemige Beschaffenheit, welche im pol. L. vielleicht gar an Plagioklas erinnert (I. 196). An Quarziten von Carrickgologan unweit Dublin beobachtete Sollas, dass die grösseren, von Sericit umgebenen rundlichen Quarzkörner, welche in einem feineren Quarzaggregat liegen und im gew. Licht anscheinend homogen sind, im pol. L. selber in ein feinkörniges Mosaik zerfallen, dessen Entstehung der Druckwirkung zugeschrieben wird. — Die Quarze sind meist mehr oder weniger reich an Flüssigkeitseinschlüssen, oft auffallend arm daran; gar nicht selten wird ein Durchgehen der Züge derselben durch mehrere Quarzkörner oft auf relativ grosse Erstreckung hin beobachtet. Über die Ränder von ergänzender Kieselsäure s. S. 541.

Besonders der schieferige Quarzit zeigt gewöhnlich eine sehr deutliche und oft sehr dünne Schichtung, so dass man häufig ausserordentlich dünne Platten spalten kann. Dieselben sind manchmal sehr glatt und ebenflächig, es gibt aber auch Quarzitschiefer, deren Schichten sonderbare hin und her gewundene Biegungen zeigen, wie auf der Insel Anglesey, in Schottland und Norwegen; der körnige Quarzit ist meistens nur undeutlich geschichtet. — Die Quarzite bilden vielfach so mächtige Einlagerungen, dass ganze Berge und Rücken daraus bestehen: ihrer Unverwitterbarkeit wegen ragen sie gewöhnlich als schroffe zackige Massen hervor.

Im Gneiss sind verhältnissmässig weniger Quarziteinlagerungen bekannt, als in den anderen alten krystallinischen Schiefern. Die Quarzite bilden sich manchmal augenscheinlich aus dem Gneiss heraus, indem der Quarzgehalt desselben sich sehr reichlich vermehrt, und zuletzt einzelne Lager ausschliesslich daraus bestehen. Ausgezeichnet reich an Quarzitlagern ist der Gneiss des böhmisch-bayerischen Waldgebirges; nach Gümbel zieht theils als mehr oder weniger hoher Wall, theils als zackiger Felsenkamm ein Quarzitlager, »der Pfahl«, an 36 Stunden weit aus der Gegend von Schwarzenfeld an der Naab bis zur österreichischen Grenze bei Klafferstrass am s. Fusse des Dreisessels. v. Hochstetter wies im Böhmerwald ein 12 Meilen weit von Vollmau bis in die Gegend von Hals sich erstreckendes, regelmässig zwischen Gneiss und Hornblendegesteine eingeschaltetes Quarzitlager nach. Im Gneiss des Erzgebirges mehrorts; w. von Selb im Fichtelgebirge; an der hohen Waid und am Kanzelberg im Odenwald, in der Umgegend von Aschaffenburg; im Gneiss der

Rummelsberger Gebirgsgruppe, s. von Strehlen in Niederschlesien, verknüpft mit quarzigen Graphitschiefern; häufig in den schwedischen Gneissen.

Die hauptsächlichste Verbreitung gewinnen die Quarzitlager im Glimmerschiefer, wo sie auch vielleicht noch grössere Ausdehnung erlangen. Hier entwickeln sich gleichfalls die Quarzit- und Quarzschiefereinlagerungen durch allmähliche Übergänge aus dem Glimmerschiefer heraus. Im sächsischen Erzgebirge, in Böhmen, Norwegen, dem Ural kennt man unzählige solcher Lager; viele ebenso im Glimmerschiefer Niederschlesiens, Mährens, des Gebiets zwischen Iser und Elbe, des niederösterreichischen Waldviertels. Besonders häufig stellen sie sich vielorts im Glimmerschiefer nach der Grenze gegen den Phyllit zu ein. Auch in den Phylliten selbst und zwar hier ebenfalls vorzugsweise an den Grenzen finden sich viele Quarzite eingelagert, z. B. im Erzgebirge, im Egerer Kreise Böhmens.

Die an den sedimentären Formationen sich betheiligenden Quarzite sind hier vorwiegend in den palaeozoischen ausgebildet. Im Gegensatz zu denen aus den krystallinischen Schiefern zeigen dieselben mehr dichte Structur und durchschnittlich nicht so helle Farben, mehr gelbliche, grauliche oder grünliche, röthliche, braune oder schwarze (durch Kohle gefärbt), oft auch gefleckte und gestreifte Zeichnungen; sie enthalten häufig Chlorit oder Sericit in flaserigen Häuten, Thonschieferflasern, frischere oder kaolinisirte Feldspathpartikel, Carbonate, Eisenkies, kohlige Materie und tragen auf den Schichtflächen wohl Thonschieferüberzug. Vielfach sind sie von weissen Quarzadern durchzogen; auch drusige Varietäten kommen vor. Sie verlaufen in Sandsteine, Grauwackenschiefer, Thonschiefer, gneissähnliche Gesteine; letzteres findet z. B. bei den obercambrischen Q.en s. von Saalfeld statt, wo bei Neumühle zwischen Greiz und Berga viele Feldspathkörner darin liegen, welche unter Eintreten von Glimmer immer reichlicher werden, bis bei Hirschberg, Moosgrund, Gefell äusserlich fast ganz gneissähnliche Massen vorliegen. Hier und da enthalten solche Q.e auch Versteinerungen, z. B. zahlreiche Abdrücke von Orthis und Spirifer im Q. des Hunsrücks von Abenteuer und Biuzenberg (nach Steininger), Pterinea-Arten und Homalonotus im devonischen Coblenz-Quarzit, Spirifer macropterus und cultrijugatus, Orthis striatula, Chonetes u. s. w. im unterdevonischen Q. der Mulde von Elbingerode, Phycoden u. s. w.

In den Formationen des Silurs und Devons bilden Q.e häufig kleinere Stöcke und weithin fortsetzende Lager, welche als kuppenförmige Berge, sowie als langgestreckte maueräbnliche Felsrücken und Kämme aus den leichter zerstörbaren Gesteinen emporragen. In dem cambrischen Gebiet des s.ö. Thüringer Waldes formen nach Richter Q.e die höchsten Gipfel des Gebirges, den Langen Berg, den grossen Farmdenkopf des Wurzelberges, das Kieferle (vgl. auch Loretz, Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1881. 203). Cambrisch sind ferner die oft weissgeaderten sog. Phycoden-Quarzite des Fichtelgebirges, ferner die an Eisenkies reichen und grünen sericitähnlichen Glimmer enthaltenden Q.e der Ardennen (Massiv von Stavelot), die sog. Sugar Loafs (Zuckerhüte) in der Umgegend von Dublin, Q.e Schwedens und Norwegens.

Untersilurische Quarzite finden sich z. B. auf den Sectionen Planitz-Ebersbrunn (mit Zirkon, Rutil und Turmalin) und Kirchberg (bis Wilkau und Niederhasslau) in Sachsen, im s.ö. Theil des Thüringer Waldes (bei Grossenstein ö. von Gera), weitverbreitet in der Etage D des böhmischen Silurs (bei Beraun und Ginec, Valkovic, Plateau zwischen Dusnik und Hořelic, Tirolka bei Prag, vgl. Lipold, Jahrb. geol. R.-Anst. XIII. 1862. 344. 364. 430). In Shropshire ziehen die zum Untersilur gehörigen Stiper-Stones als ruinenartige, 50—60 Fuss hohe Felsgrate 10 engl. Meilen weiter einher. Der silurischen Formation sind auch die steilen und zackigen Lickey-Hills zwischen Birmingham und Bromsgrove untergeordnet. Die Q.e der

Stiper-Stones wechsellagern mit kieseligem Sandstein und sandigem Schiefer und diejenigen der Lickey-Felsen gehen auch in deutlich klastischen Sandstein über. — Silurisch ist auch der Q. des Collmbergs bei Oschatz. — Der sog. Blanquarz, ein silurischer dunkler, meist grober Q. aus dem centralen Norwegen, ist nach Hans Reusch theils durch Kohlesubstanz, theils durch (authigene) Magnetitoktaëder gefärbt; seine Structur ist bald gleichmässig körnig, bald ist ein Theil des Quarzes als grössere, unregelmässig gezahnte und gelappte Individuen mit undulöser Auslöschung, ein anderer Theil als dazwischenliegendes mehr feinkörniges Aggregat vorhanden. Reusch sieht in letzterem eine förmliche Reibungsbreccie, entstanden durch den gebirgsbildenden Druck, welcher auch die abnormen optischen Eigenschaften der grösseren Quarze hervorbrachte (N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 180).

Ein ausgezeichneter Q. ist der unmittelbar über Phylliten gelagerte und nach Koch zum tiefsten Unterdevon zu rechnende Quarzit des Taunus und seiner Umgebung, mit welchem nach Kayser auf der linken Rheinseite die 1700—1800 Fuss hohen Quarzitrücken des Soonwaldes, Isarwaldes, Hochwaldes und s.ö. Hunsrücks, welche sattelförmig aus den umgebenden jüngeren devonischen Schiefern hervortreten, sowie der Q. von Anor in den Ardennen, ferner derjenige des Dürrberges im schlesischen Altvatergebirge völlig aequivalent sind. In dem Devongebirge der Eifel zieht n.w. von Prüm, von Brandscheid bis Ormont der hohe schmale Felsenkamm der Schneifel (Schnee-Eifel) zwei Stunden weit fort. — Zum oberen Unterdevon des Unterharzes (Hercyn) gehört der sog. Hauptquarzit der Wieder Schiefer, n. und s. von der Sattelaxe der darunter liegenden Tanner Grauwacke verlaufend (zwischen Wernigerode und Michaelstein, Benneckenstein, Hasselfelde, Harzgerode). — Im Oberharz ist der im SSO. von Clausthal den Kamm des Acker- und Bruchberges zusammensetzende Q. nach Lossen eine Facies des unterdevonischen Spiriferensandsteins. Der den oberdevonischen Korallenkalkstock des Ibergs und Winterbergs bei Grund umgebende und stellenweise in ihn eingreifende Q. gehört theils ebenfalls dem Oberdevon, theils dem Culm an. — Im Fichtelgebirge und im Thüringer Wald sind die graulichen oder schwärzlichen, meist dünngeschichteten und welligen sog. Nereitenquarzite zum Unterdevon zu stellen.

In der carbonischen Formation gehören eigentliche Quarzite schon zu den Seltenheiten; einige sind als Glieder des Culms bekannt. Bei St. Priest in dem französischen Steinkohlengebiet von St. Etienne erhebt sich aus dem Kohlensandstein eine kuppenförmige Erhöhung von Q. In Utah gehört der sog. Weberquarzit der mittleren Kohlenformation an. Vom Zsirohegy und Hegyeshegy bei Zemplin in Ungarn werden durch H. Wolf gelbliche oder röthliche, Feldspathkörner enthaltende Q.e der Dyas erwähnt (Jahrb. geol. R.-Anst. XIX. 1869. 244). — Bei Lübbecke und Preuss. Oldendorf in der Weserkette tritt als Glied des weissen Jura ein fester grauer Quarzfels auf, welcher kohlige Substanz theils feinvertheilt theils als Stücke zerreiblicher schwarzer Holzkohle enthält; er lagert zwischen Kimmeridgemergeln und Oxfordthon (F. Roemer, Z. geol. G. IX. 1857. 645).

Die Quarzite scheinen der Mehrzahl nach aus der Verfestigung oder Umkrystallisirung von klastischen Sandsteinen hervorgegangen zu sein. Besonders wichtig für diese Auffassung von der Bildung derselben ist eine mikroskopische Beobachtung von Törnebohm geworden: ein röthlicher Quarzit aus Dalekarlien erwies sich u. d. M. als ein eminent klastisches Aggregat von rundlichen Quarzkörnchen, die auf ihrer Oberfläche mit einem röthlichbraunen Staub gesprenkelt erschienen, wodurch ihre Umrisse besonders deutlich hervortraten. Das zwischen ihnen liegende Cäment besteht wesentlich aus einer klaren farblosen Quarzmasse.

Betrachtet man eine Partie davon i. p. L., so gewahrt man, dass sie in ebensoviele Felder getheilt ist, als sie von Quarzkörnern umgeben wird, und jedes Feld polarisirt genau wie das zunächst liegende Korn. Die Umrisse der klastischen Quarzkörner sind dann kaum mehr bemerkbar, und das Gestein erscheint, als wäre es ein krystallinisches Aggregat von unregelmässig eckigen, genau an einander passenden Quarzkörnern, gerade wie es die Quarzite im Allgemeinen sind. Bei der Verkittung haben also die Moleküle der cämentirenden Kieselsäure sich den Molekülen der Quarzkörner, worauf und worum sie sich ausschieden, in conformer Lage angelegt, und mit ihnen ein krystallographisch einheitliches Individuum gebildet. Dadurch vergrösserten sich die Quarzkörner bis sie sich gegenseitig beengten und allen Zwischenraum vollständig ausfüllten, wobei ihre Gestalt natürlich eine unregelmässig eckig-körnige wurde. Die ursprüngliche Form der Quarzkörner ist dabei hier nur durch den Staub an ihrer Oberfläche noch erkenntlich: ohne diesen Staub würde die klastische Natur der Gesteine vollständig verwischt und das Ganze als ein krystallinisch-körniges Quarzaggregat erscheinen (Stockh. geol. Fören. Förh. III. 1876—77. 217). Später ist dieselbe Beobachtung von Sorby, Bonney u. A. für viele andere Quarzite gemacht worden (vgl. Sandsteine). Weiter haben z. B. Irving (Amer. journ. (3) XXV. 1883. 401) sowie Irving und van Hise (Bull. U. S. geol. survey, Nr. 8. 1884) im Nordwesten der Vereinigten Staaten 101 verschiedene Quarzitvorkommnisse aus allen geologischen Horizonten zwischen dem Huron und der Kreide namhaft gemacht, welche dadurch aus ursprünglichen klastischen Sandsteinen hervorgegangen sind, dass um jedes Quarzkorn krystallinische Kieselsäure abgesetzt wurde. Die hinzugefügte Kieselsäure ist oft von den alten Sandkörnern durch grössere Klarheit, Abwesenheit von Gas- oder Flüssigkeitseinschlüssen zu unterscheiden. In den Q.en der Sugar Loafs bei Dublin liegen zufolge Sollas wohl Sericitflitterchen auf der Grenze zwischen den allothigenen Körnern und der ergänzenden Kieselsäure. Gewisse der accessorischen Gemengtheile in Quarziten, wie Rutile, Turmaline, Zirkone, Granaten können wohl als eingeschwemmte Bestandtheile der ehemaligen Sandsteine betrachtet werden. — Andere Quarzite stellen sich übrigens mit grosser Wahrscheinlichkeit als das Resultat von Kieselsäure-Ausscheidungen bei der chemischen Umwandlung der Gebirgsarten dar, oder als gangähnliche Absätze in Spalten, in beiden Fällen als ursprüngliche krystallinische Bildungen an Ort und Stelle. — Die den Kalkstock des Ibergs und Winterbergs bei Grund im Harz umgebenden und stellenweise in ihn eingreifenden Q.e, welche u. d. M. noch Reste von Kalkspath oder Pseudomorphosen nach Kalkspath (auch 0,37 bis 1,75% CO_2) enthalten, werden von Lossen und v. Groddeck als durch Verkieselung von Kalksteinen des Oberdevons und Culms sowie von kalkigen Grauwacken entstanden betrachtet (Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1882. 59). — Lose Quarzitblöcke der Gegend von Schwarzburg sind zufolge Loretz verkieselter Zechsteinkalk (Z. geol. Ges. XLII. 1890. 370). Heim und C. Schmidt berichten, dass unterhalb der Kapelle von S. Carlo im Piora-Thal mit Staurolithschiefern fein- und grobkörnige metermächtige Q.e wechsellagern,

welche, wie deutliche Pseudomorphosen erweisen, eine Umbildung von Dolomit darstellen (Ber. über d. Excurs. d. schweiz. geol. Ges., Aug. 1890). — O. Lang hält Protocardien führende Q.e der Gegend von Göttingen, welche aus regellos begrenzten, in einander greifenden Quarzkörnern ohne Bindemittel bestehen, für Umwandlungsproducte aus organogenen, kieselguhr- und polirschieferähnlichen Massen amorpher Kieselsäure: namentlich deshalb sei die Ausbildung der Quarzkörnchen zu ihrer jetzigen Beschaffenheit erst nachträglich nach Ablagerung des Gesteins erfolgt, weil die Quarzfüllmasse, welche innerhalb der blos in ihren dunkeln Contourlinien erhaltenen ehemaligen Molluskenreste gelegen ist, sich nicht von dem Quarz der umgebenden Hauptmasse unterscheidet, also der Quarz innerhalb und ausserhalb der »Schalen-Gespenster« wohl gleichzeitig entstanden sein müsse (Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 218). Die letztere Erscheinung würde indess auch hervorgebracht werden, wenn es sich um die Umwandlung eines Kalksteins in Q. handeln sollte.

Woldřich, Q. von Gross-Zdikau im Böhm. Wald, Jahrb. geol. R.-Anst. XXV. 1875. 266.
Gümbel, Q. im Bayerischen Wald, N. Jahrb. f. Min. 1855. 173. Geogn. Beschreib. d. ostbayer. Grenzgebirges, Gotha 1868. 380.
v. Hochstetter, Q. im Böhmischen Wald, Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 34. 768.
Cohen, Q. im Liegenden der Weiler Schiefer, Vogesen, Abhandl. z. geol. Specialk. von Elsass-Lothringen, Bd. III. Heft 3. 184.
Benecke u. Cohen, Q. des Odenwalds, Geogn. Beschr. d. Umgeg. v. Heidelberg 1881. 26.
E. Schumacher, Q. von Krummendorf und Strehlen, Niederschlesien, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 467.
Gürich, Q. der niederschlesischen Thonschieferformation, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 691.
Beck u. Luzi, Graphitquarzit von Röhrsdorf, Sachsen, N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 29.
Jokély, Q. des n. Böhmens, Jahrb. geol. R.-Anst. VII. 1856. 487. — VIII. 1857. 12. 553.
H. Wolf, Q. des Erlitzgebirges in Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. XIV. 1864. 473.
Böhm, Q. des Wechselgebirges, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 209.
Becke, Q. des niederösterr. Waldviertels, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 232.
Paul, Q. des Schemnitzer Gebirges, Ungarn, Jahrb. geol. R.-Anst. XVI. 1866. 179.
v. Andrian u. Paul, Q. der kleinen Karpathen, Jahrb. geol. R.-Anst. XIV. 1864. 345.
Sollas, Q. der Umgegend v. Dublin, Scient. Proceed. r. Dublin soc. VII. Part 3. 169.
Scheerer, Q. im norwegischen Gneiss, N. Jahrb. f. Min. 1846. 800.
Igelström, Q. vom Horrsjöberg, Schweden, Journ. f. prakt. Chemie LXIV. 1855. 62. Berg- u. hüttenm. Zeitg. XXV. 307. Bull. soc. minér. V. 1883. 301.
Wichmann, Q. des Viti-Archipels, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 54.
Küch, Q. des westafrikan. Schiefergebirges. Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 111.
Bergt, Q. der Sierra Nevada de Sta. Marta, Columbien, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 365.

Kieselschiefer.

Lydit, Jaspisschiefer, Hornschiefer, schieferiger Hornstein; Lydian-stone, Siliceous schist; Phthanite (Haüy); Lydienne (d'Aubuiss.).

Der Kieselschiefer ist eine kryptokrystallinisch dichte Quarzmasse, welche durch wenig beigemengten Thon, Kohlenstoff und Eisenoxyd verunreinigt ist; er zeigt daher auch vorherrschend dunkelgraue und schwarze Farben. Er ist unvollkommen dickschieferig, sehr hart und unschmelzbar, im Bruch splitterig bis uneben muschelig. Auch kommen schmutzig grünliche, röthliche und bräunliche Farben vor, manchmal in verschiedener Verbindung als Flecken, Flammen und Streifen; die Flecken sind oft scharf begrenzt mit eckigem Umriss, wodurch der Kieselschiefer das Aussehen einer Breccie oder eines Conglomerats erhält (Ksch. vom Langenberge im Lockwitzthal in Sachsen, nach Naumann).

Dumenil fand in drei Kieselschiefern von Bockendorf bei Hainichen, von Schierke und vom Buchenberg am Harz 96—97% SiO_2. Wunderlich's Analyse des echten Ksch. vom Hengstrücken bei Lerbach im Harz ergab: 94 SiO_2, 2,61 Al_2O_3, 0,12 Fe_2O_3, 0,65 FeO, 0,44 MgO, 1,27 CaO, 0,55 K_2O, 0,38 Na_2O, 0,42 Kohle, 1,37 H_2O, 0,06 Chlor, 0,13 Kupferkies. Loretz erhielt aus dem von Triebenreuth im Fichtelgebirge u. a. 96,74 SiO_2, 0,18 Al_2O_3, 0,88 FeO, 0,31 K_2O, 2,28 Kohle. Reiner schwarzer Ksch. (Geschiebe in der Lenne bei Plettenburg in Westphalen) lieferte v. d. Marck nur 78,6 SiO_2 9,1 Al_2O_3, 0,5 MgO, 2,6 Kohle, an Carbonaten von Fe 6,0, Ca 2,5, Mg 0,7% (Verh. naturh. Ver. pr. Rh. u. W. 1851. 59). — Manches, was ehedem in Anbetracht des äusseren Ansehens als Kieselschiefer galt, hat sich auf Grund der chemischen Analyse oder der leichten Schmelzbarkeit als etwas Anderes herausgestellt; hierher gehören z. B. die früher als Kieselschiefer oder Bandjaspis bezeichneten Adinolen des Oberharzes; Dumenil fand sogar in einem dunkelgrauen sog. Kieselschiefer von Hasserode am Harz nur 56% SiO_2, über 15 Al_2O_3, nahezu 11 FeO, fast 8 Na_2O, nebenbei geringere Mengen von CaO, MgO, und ausserdem 3% Glühverlust. Auch Kjerulf analysirte solche unechte Kieselschiefer aus dem südl. Norwegen (Christiania-Silurbecken 1855. 35). — Die sehr kohlereichen Ksch. werden durch heftiges Glühen lichter gefärbt; auch pflegt das Gestein an der Oberfläche zu bleichen. In einigen Varietäten ist der Kohlenstoffgehalt so bedeutend, dass er als ofenrussähnlicher schwarzer Staub oder selbst als anthracitische Haut von starkem Glanz auf den Fugen und Klüften des Gesteins hervortritt (Hof in Bayern, Wendischbohra bei Nossen in Sachsen). Die rein dunkelschwarzen Abänderungen des Ksch., welche sehr dicht sind und ebenen bis flachmuscheligen Bruch besitzen, hat man Lydit genannt (weil sie nach Theophrast im Fluss Tmolus in Lydien als Geschiebe gefunden werden).

Manche Kieselschiefer zeigen ein ausgezeichnetes durchflochtenes Gefüge: Lamellen von blauschwarzem oder schwarzem Thonschiefer winden sich durch den Kieselschiefer hindurch, welcher dadurch in linsenförmige oder flachwulst-

förmige Stücke abgetheilt wird, die gleichsam die Maschen des netzartigen Thonschiefergeflechts erfüllen. Weisse Quarzadern und feine schmale Trümchen, oft mit den deutlichsten Verwerfungserscheinungen durchziehen sehr häufig den Ksch. nach allen Richtungen. Eisenkies findet sich hier und da als feine Pünktchen oder kleine Körner namentlich in den relativ kohlereichen Ksch.n, Magnetkies hin und wieder in denen von Andreasberg am Harz. Auf den Klüften und Fugen des Ksch. kommen mehrere Mineralien vor, welche wasserhaltige Thonerdephosphate sind. Die Wavellite, welche die Klüfte des Ksch. von Langenstriegis bei Frankenberg bekleiden, sind bekannt, andere finden sich zu Diensberg und um Waldgirmes bei Giessen (Streng, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 117), zu Langenholthausen im Reg. Arnsberg, zu Hermannswaldau bei Schönau in Niederschlesien (Gürich, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 721), zu Barnstaple in Devonshire, zu Springhill unfern der Trakton-Abtey in der Grafschaft Cork, Irland. Der orientalische Türkis (Kallait) bildet dünne Adern im Ksch. der Gegend von Mesched, n.w. von Herat in Persien. Glocker fand 1850 dünne, traubige, spangrüne Türkis-Überzüge abgesetzt auf Klüften des Ksch. von der Jordansmühle bei Steine in Schlesien (Poggend. Ann. LXIV. 633). Breithaupt's Variscit erscheint ebenfalls so im Ksch. unweit Messbach bei Plauen im Vogtland (Journ. f. pract. Chemie X. 506). Petersen's Caeruleolactin findet sich als Schnüre und Adern in einem Kieselschieferstückchen enthaltenden Brauneisenstein bei Katzenellnbogen (N. Jahrb. f. Min. 1871. 353). — Von grösseren organischen Überresten enthalten manche zur Silurformation gehörige Ksch. Graptolithen; einige andere werden unten erwähnt.

Nach Gümbel's Angabe soll der Kieselschiefer u. d. M. vorwiegend aus einer wasserhellen, z. Th. amorphen, z. Th. krystallinischen Kieselsubstanz bestehen, in welcher die amorphe Substanz und mit sehr wechselnder Häufigkeit kleine Körnchen oder Häufchen von polarisirendem Quarz immer von unbestimmten Umrissen, daneben eine ausserordentliche Menge kohliger Theilchen bald als feine wolkenähnliche Flecken, bald als Klümpchen, zackige Streifchen und zusammengeballte Körnchen, oder als eigenthümliche Ringe und geschwungene Linien oft so dicht eingestreut liegen, dass nur an sehr vereinzelten Stellen die wasserhelle Hauptmasse zum Vorschein kommt. Rothpletz konnte jedoch amorphe Kieselsäure nicht nachweisen. Wunderlich dagegen spricht von einer farblosen bis gelblichen und bräunlichen structurlosen und isotropen Grundsubstanz (Mitth. d. berg- u. hüttenm. Ver. Maja zu Clausthal, Neue Folge, Heft 2. 1880). Wichmann hat wohl das Richtige getroffen, wenn er die anscheinende Isotropie der Hauptgesteinsmasse (blos mit stellenweiser schwacher Aufhellung beim Drehen des Objects) durch eine ausserordentlich feinkrystallinische Mengung hervorgebracht betrachtet (Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 525). Vielverbreitet sind in Kieselschiefern sphaerolithähnliche faserige und strahlige Zusammenballungen, welche gewöhnlich ein scharfes Interferenzkreuz ergeben und grösstentheils aus Quarz zu bestehen scheinen, die Ausbildung des Randes erinnert oft an Radiolarien. — In dem silurischen Ksch. von Langenstriegis in Sachsen finden sich

nach der Angabe von Rothpletz bisweilen in grosser Menge mikroskopische organische Formen, welche er als Radiolarien und Diatomeen (Navicula), auch Tangalgen deutet, neben welchen ausserordentlich zahlreiche, als Sphaerosomatites bezeichnete rundliche, bisweilen stachelige Körperchen vorkommen, welche nach ihm zum Theil wenigstens Spongienskelettheile zu sein scheinen (Z. geol. Ges. XXXII. 1880. 447). Ähnliche Gebilde gewahrte Beck auch als mikroskopische Steinkerne in silurischen Ksch.n der Sect. Kreischa-Hänichen (1892. 11); sie haben ihre ehemalige feinere Structur verloren und stellen jetzt Aggregate von Quarzkörnchen dar, welche grösser und weniger mit Kohle imprägnirt sind, als die des Gesteins. In Ksch.n des niederschlesischen Culms beobachtete ferner Dathe Radiolarien und Diatomeen (Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1883. LX). Vgl. noch Wichmann über ähnliche Funde in Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 524, sowie Rüst in Palaeontographica XXXVIII. 1892. 107. Von den Radiolarien ist meist nur die äusserste Gitterschale erhalten, von welcher dann und wann Stacheln abgehen.

Die Schichtung ist immer sehr deutlich und oft ziemlich dünn ausgebildet. Häufig sind starke Zerklüftungen, welche das Gestein in würfelartige und polyëdrische Körper zertheilen. Übergänge in Quarzit, Thonschiefer und Alaunschiefer sind bekannt. In den palaeozoischen Formationen, im Silur, Devon und Culm ist die Hauptheimath des Kieselschiefers, wo er vorzugsweise mit Alaunschiefern, Thonschiefern und Grünsteinen vergesellschaftet ist. Er bildet Lager ähnlich wie der Quarzit, welche häufig die Eigenthümlichkeit zeigen, dass ihre Schichten sehr stark hin und her gewunden sind, während die umlagernden Gesteinsschichten an diesen Krümmungen keinen Antheil nehmen.

Die silurische und devonische Formation enthält an unzähligen Punkten Kieselschieferlager; sie sind noch häufiger als die des Quarzits und ragen in vereinzelten Bergen und Felsen, sowie in langhinziehenden Kämmen auf, meist begleitet von schwarzen Thonschiefern. Lautenthal, Lerbach, Tränkeberg, Schwarzenberg bei Clausthal, im Selkethal im Harz; Schleiz, Pausa und Tanna im Vogtlande; bei Heinrichsruh unweit Greiz kommen Orthis callactis und Orthis Actoniae neben Graptolithen im Ksch. vor. Von diesen Kieselschieferzügen des Vogtlandes berichtet Naumann, dass ihr Streichen von dem allgemeinen Streichen der umgebenden Gesteinsschichten völlig abweicht, welcher Umstand in der That sehr zu Gunsten der Ansicht Hausmann's spricht, dass manche Ksch. wirkliche Gänge seien, entstanden durch kieselsäurehaltige Quellen. Im s. Theil des Thüringer Waldes häufig; Umgegend von Bayreuth und Hof im Fichtelgebirge, bei Langenstriegis s. von Hainichen in Sachsen; Görlitz und Rohrbach in der Oberlausitz; im böhmischen Silur vielorts, im Berauner, Rakonitzer, Leitmeritzer Kreis; ausgezeichnet sind nach v. Lidl bei Pilsenetz die grossartigen Kieselschieferfelsmassen des Berges Radina. Am Ufer der Katzbach, dem Wildberg gegenüber in Niederschlesien; im norwegischen Christiania-Silurbecken.

An zahlreichen Punkten kann man die Beobachtung machen, dass namentlich in der Umgegend von Diabasgrünsteinen die Kieselschieferlager besonders häufig auftreten. Diese Vergesellschaftung von Kieselschiefer und Diabas zeigt sich z. B. nach Naumann recht auffallend »im Zellaer Walde zwischen Freiberg und Nossen, an mehreren Punkten s.ö. und s.w. von Plauen, ganz vorzüglich aber bei Pausa

Mühltruff und Tanna sowie in dem angrenzenden Landstrich von Lobenstein über Saalburg, Schleitz und Zeulenroda bis nahe vor Weida; desgleichen bei Selbitz und Enchenreuth in Oberfranken« (Geognosie II. 412); nach Macculloch in Schottland (Descript. of the Western Islands I. 359); nach Hausmann am Harz (Über die Bildung des Harzgebirges 75 u. 81. 82). Zufolge Chelius ist in der Gegend des Hohen Lohrs und Kellerwaldes, am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges fast für jedes Kieselschiefervorkommniss die Berührung mit einem Diabas nachweisbar (Verh. nat. Ver. Rheinl. u. W. 1881. 33).

In der als Culm ausgebildeten unteren Etage mancher Gebiete der Steinkohlenformation sind Einlagerungen von Ksch., manchmal von bedeutender Mächtigkeit, keine seltene Erscheinung; oft sind sie sehr kohlenstoffreich, und sehr viele Ksch. sind hier farbig gestreift, bandjaspisähnlich; sie wechseln mit plattigen Kalken und Sandsteinen. In Belgien setzen nach Dumont die Ksch. sogar fast vorwiegend die untere Etage der Steinkohlenformation zusammen. Die zahlreichen Ksch., welche mit Plattenkalk verbunden einen Hauptantheil an der Zusammensetzung der unteren Steinkohlenformation (Culmbildung) des Regierungsbezirks Arnsberg haben, hat v. Dechen beschrieben (Verh. nat. Ver. pr. Rheinl. u. W. XII. 143); sie enthalten Goniatites sphaericus, Goniatites crenistria, Posidonia Becheri (eb. VII. 199). Der Kohlenkalkstein von Irland, von Kentucky und anderen nordamerikanischen Staaten wechsellagert mit Ksch., nach Hildreth wird in Virginien (z. B. im Kenawha-Thal) ein Kohlenflötz von einer 5—8 Fuss mächtigen Kieselschieferschicht in einer Ausdehnung von 2000 engl. Quadratmeilen bedeckt (Amer. journ. sc. and arts XIX. 1835).

In den folgenden Formationen sind Lager von Ksch. kaum bekannt; in der Kreideformation des n. Venezuela sollen nach Karsten mächtige Einlagerungen desselben auftreten; auch werden Ksch. im Eocän des italienischen Festlandes und von Elba angegeben.

Hausmann hat, wie oben bemerkt, für viele Ksch., welche eine etwas opalähnliche Beschaffenheit zeigen, die Ansicht ausgesprochen, dass sie ein Absatz aus kieselhaltigen Quellen seien. Einige Kieselschiefervorkommnisse von durchgreifender Lagerung sind in der That offenbar gangartiger Natur. Die in anderen Gesteinsschichten regelmässig eingelagerten Ksch. erachtet G. Bischof als durch Gewässer verkieselte Thonschiefer und Schieferthone (Chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 1276; vgl. Hausmann, Bildg. d. Harzgeb. 76); daher denn auch die schwankende Zusammensetzung und der oft grosse Gehalt an Basen. Chelius sieht in den oben erwähnten Ksch.n. des Kellerwaldes kieselsäurereiche verhärtete Thonschiefer, deren Schieferstructur noch erhalten ist. Vielleicht waren es die Diabaseruptionen, wodurch den Quellen der Weg gebahnt wurde, welche die angrenzenden Schichten verkieselten. — Gümbel und Rothpletz betrachten in Folge ihrer Annahme von der sehr bedeutenden Betheiligung mikroskopischer organischer Reste an dem Ksch. denselben geradezu als eine Art Polirschiefer der ältesten Formationen; nach dem Letzteren ist auch hier die Kieselsäure zoo-phytogenen Ursprungs, während allerdings die gegenwärtige Beschaffenheit des Gesteins auf nachträglichen Umwandlungsprocessen beruhe.

Eine sehr wichtige Abhandlung über die Kieselschiefer des belgischen Kohlenkalks hat A. Renard geliefert (Bull. acad. r. de Belgique (2) XLVI. 1878, Nr. 9 u. 10); er führte darin den Nachweis, dass dieselben das Product einer Silicification von Kalksteinen sind. Es finden sich alle Übergänge zwischen Gesteinen, in denen noch grössere kalkige Lagen vorhanden sind und echten Kieselschiefern; in den Zwischengliedern sind mikroskopische Theilchen von Kalkspath noch erhalten. Auch in dem fertigen Kieselschiefer werden die kleinen Fossilreste des Kalksteins, Encriniten und Foraminiferen noch erkannt, sie pflegen nur zum Theil silicificirt zu sein, zum Theil noch etwas von ihrer kalkigen Natur bewahrt zu haben. Die Structur

dieser Ksch. erinnert an die ehemalige des Kalksteins. Der an die Stelle des Kalks getretene Quarz ist vorwiegend körnig, hin und wieder radialfaserig. Die den Kalkstein färbende Materie ist in den Kieselschiefer übergegangen. Bisweilen finden sich in dem letzteren auch Calcitrhomboëder, welche nicht als solche dem ehemaligen Kalkstein angehörten, sondern während des Silicificirungsprocesses aus dem Rest des Kalks durch Umlagerung neugebildet wurden.

Hornstein.

Eine kryptokrystallinische dichte und derbe, harte und spröde Quarzmasse von meist splitterigem Bruch und an den Kanten durchscheinend; die Farben schwanken zwischen rauchgrau und rothbraun. Der eigentliche Hornstein ist gänzlich unschmelzbar und unterscheidet sich dadurch von manchen Massen, welche fälschlich Hornstein genannt wurden und meistens Felsitvarietäten (mikrokrystallinische Gemenge von Quarz und Feldspath) sind, allerdings sehr häufig hornsteinartiges Aussehen besitzen. — In den scheinbar ganz homogenen dunkeln Hornsteinen, welche in den Sierren von Zonda in Argentinien knollen- und lagenweise im Dolomit vorkommen, fand Stelzner u. d. M. eine Unzahl kleiner, ringsum ausgebildeter Dolomitrhomboëderchen (N. Jahrb. f. Min. 1873. 728). In sehr vielen H.en offenbart sich u. d. M. ein grosser Bestand an isolirten Spongiennadeln oder Radiolarien.

In dem H. (Chert) des irischen Kohlenkalks beobachtete Sollas Spongiennadeln und Bitterspathrhomboëder. — Nach M. v. Hantken bestehen sehr viele H.e des ungarischen Jura ausschliesslich aus Radiolarien, z. B. diejenigen vom Pisanicze-berge und aus der Nyugduschlucht bei Lábatlan im Graner Comitat, andere aus dem Bakony (Verh. geol. R.-Anst. 1881. 21). Die H.e des böhmischen Turons von Brüsau sind ausgezeichnet durch den grossen Reichthum an isolirten, meist angefressenen oder zerbrochenen kieseligen Spongiennadeln (Pocta, Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1886. II. 138). Rüst fand reichlich Radiolarien in den H.en des mittleren Malms, des Doggers und des unteren Lias in Ungarn, ferner Radiolarien, Foraminiferen und Spongienreste in den tithonischen H.en des Algäu (Palaeontographica XXXI. 1885. 269); über rothen Radiolarien-Hornstein aus dem Engadin s. v. Gümbel, N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 162. Panatelli erkannte ebenfalls die H.e aus dem Flysch Toscanas grossentheils aus Radiolarien zusammengesetzt. — Zahlreiche, durch Auflösung von Spongiennadeln hervorgebrachte Hohlräume enthalten die oberjurassischen H.e der Gegend von Krakau (Wisniowski, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVIII. 1888, Heft 4 und Verh. 1889. 195). — Den Mergeln der Anhydritgruppe (südwestdeutsche Trias) ist in dünnen Lagen ein dunkler oolithischer Hornstein eingeschaltet, bei Pforzheim, am Thurmberg bei Durlach, bei Wössingen im Pfinzgebiet u. s. w. Die oolithischen, ziemlich gleich grossen Körner (½—1 mm) machen da, wo die Verwitterung sie frei gelegt hat, den Eindruck, als seien sie mehr oder minder gelungene Abgüsse des inneren Raumes kleiner Gastropoden und Bivalven. U. d. M. lassen sich nach Knop ihre Formen recht wohl als manchfach verschieden gerichtete Durchschnitte durch Conchylien deuten. »Fast alle sind von einer durchsichtigen farblosen Schale eingeschlossen, deren äussere Contouren durch einen feinen braunen bituminösen Rand gezeichnet sind, und welche einen ebenso gefärbten dunkeln Kern umgibt. Im polaris. Licht erkennt man die Substanz als Quarz, dessen Krystallindividuen normal auf die Schaleuflächen gestützt sind und in einer Naht der inneren Mittellinie jedes Schalen-

schnittes zusammenstossen. Ebenso sind Quarzindividuen nach aussen gerichtet, um die Zwischenräume der Körper anszufüllen.« Bestehen auch die Muschelschalen stets aus Quarz, so kommt doch in dem Hornstein mit der krystallinischen Kieselsänre auch Opalsubstanz gemengt vor (Knop im N. Jahrb. f. Min. 1874. 284). — Über die Unrichtigkeit der Ansichten von Hull und Hardman, dass der H. des irischen Kohlenkalks ein durch amorphe Kieselsäure silicificirter, hauptsächlich aus Foraminiferen, Crinoiden und Korallen zusammengesetzt gewesener Kalkstein sei, s. das Ref. von Rauff im N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 200, betreffend die Richtigstellung von Hinde.

Der Hornstein bildet geschichtete und ungeschichtete Lager im Gebiet einiger Formationen; er ist im Ganzen selten und meistens von untergeordneter Ausdehnung. Manchmal erscheint er in der Nachbarschaft von Serpentinen.

Der Black-river-limestone (zum Untersilur), namentlich aber der Corniferous-limestone (zur Upper-Helderberg-Epoche des Unterdevons gehörend) Nordamerikas enthält zahlreiche Hornsteinknollen, in welchen durch M. C. White eine grosse Menge von Desmidieen, einige Diatomeen, zahlreiche Spiculae von Spongien, und Fragmente des Zahnapparats von Gastropoden nachgewiesen wurden (Amer. journ. of sc. (2) XXXIII. 1862. 385). — Graue und rothe, 5 Klafter mächtige H.e sind bei Klabawa-Eipowic und Komorsko in Böhmen mit den Eisensteinslagern der silurischen Grauwacke verbunden (Lipold, Jahrb. geol. R.-Anst. XIII. 1863. 404. 433). In dem über 1000 m mächtigen Kohlenkalk Irlands ist unreiner kalkhaltiger, durch Kohle gefärbter H. (chert) in Lagen, Bändern, Linsen und Knollen verbreitet. Ein Theil der kieseligen Schichten in der Steinkohlenformation von Ohio, die Hildreth unter der Bezeichnung Great siliceous deposit beschreibt, besteht aus H., welcher Bergkrystalldrusen und Chalcedonadern enthält (Amer. journ. of sc. a. arts XIX. 1835. 142). — In der unteren Etage des Rothliegenden liegen über den Steinkohlen des Döhlener Bassins bei Dresden Hornsteinlager. Häufiger ist der H. in den Kalksteinen und Dolomiten des Muschelkalks, namentlich des Hauptmuschelkalks, in kleinen Lagen, Nestern und Nieren, welche nicht selten lagenweise aneinander gereiht sind; z. B. in Thüringen bei Sandersleben und Gräfentonna, in Franken bei Meiningen, in Baden bei Weingarten, bei Lüneville u. s. w. — In der Kreideformation ist der Hornstein lange nicht so häufig wie der Flint, er bildet dort bisweilen ebenfalls dünne Lagen und Nester, z. B. bei Godalming und Hindhead in der Grafschaft Surrey. — Die nur accessorisch in den Kalken verschiedener Formationen auftretenden isolirten Knollen von Hornstein sind im Vorstehenden nicht berücksichtigt.

Jaspis.

(Jasper, Jaspe.)

Der Jaspis tritt ebenfalls hier und da selbständig als ein Gesteinsglied von untergeordneter Bedeutung auf; die meist geschichtete, dichte, matte, nicht an den Kanten durchscheinende Masse mit muscheligem Bruch zeigt verschiedene Farben, gewöhnlich schmutzig gelb, roth, braun, bisweilen wechseln die Farben in Streifen.

Mit Hornstein findet sich Jaspis zusammen, manchmal in der Nachbarschaft von Serpentinen und Gabbrogesteinen, z. B. am Lehrberg bei Hausdorf in Schlesien, bei Waidhofen, Ipsitz, bei Felling in der Gegend von Krems in Österreich, auf Elba und in Ligurien, am Berg Uschkul bei Anninsky am Ural. Rundliche Knollen Kugeljaspis) bildet der Jaspis in den tertiären Bohnerzablagerungen Badens bei

Kandern; die egyptischen Kugeljaspisse stammen aus der Nummulitenformation und schliessen mitunter selbst Nummuliten ein (Haidinger Handb. der best. Mineral. 325). Jaspis mit Radiolarienresten lagert im Eocän der Monti Catini (Panatelli, Boll. com. geol. d'It. XV. 1884. 363).

Süsswasserquarz.

(Limnoquarzit, Quartz meulière, Quartz caverneux.)

Der Süsswasserquarz ist eine bald quarzitartige, bald chalcedonähnliche, bald Halbopal gleichende Quarzmasse, meistens voller zahlloser Löcher, Zellen und Poren, von graulicher, gelblicher, lichtröthlicher und -bläulicher Farbe. Die stark durchlöcherten und sehr porösen Varietäten nennt man Mühlsteinquarz; die oft regelmässig cylindrischen Hohlräume sind nicht selten im Inneren mit Chalcedon überzogen, bisweilen erfüllt mit sandigem Thon oder thonigem Mergel. In der Masse einiger Süsswasserquarze werden Quarzkrystalle deutlich erkannt. Pflanzenabdrücke sind häufig, ebenfalls verkieselte Conchylien, welche sämmtlich dem süssen Wasser angehörten. Nur selten ist der Süsswasserquarz geschichtet, er bildet meistens unregelmässig gestaltete Massen, bald von geringerem Umfang, bald von bedeutender Ausdehnung über 20 Fuss messend, welche in losen Sanden, Thonschichten, Mergeln und Kalksteinen eingeschlossen liegen. Dadurch, dass sich in seiner Masse runde Körner und Geschiebe von Quarz einstellen, geht der Süsswasserquarz auch in festen oder losen Sandstein über.

Namentlich in der Tertiärformation des Pariser Beckens ist dieses Süsswassergebilde bekannt; am n. Ufer der Marne und Seine (Plateau des Waldes von Montmorency, Hügel von Sanois, zwischen Meulan und Triel); auf dem Plateau von Montry, zwischen Seine und Marne; auf dem Plateau von Meudon und des Waldes unfern Marly. Auch in der Nähe von Tours bei Houlbee unweit Pacy-sur-Eure. — Einen tertiären Süsswasserquarz, welcher zwischen Marienforst und Muffendorf unweit Bonn sich in grossen Blöcken und kleineren Stücken an der Oberfläche und unter Geröllbedeckung findet, auch wohl in der Nähe in einer gewissen Verbreitung ansteht, beschrieb C. O. Weber in den Naturwiss. Abhandl. ges. v. Haidinger IV. 1850. Abth. 2. 19. Manche seiner zahlreichen Löcher enthalten ein weisses feines Pulver, welches u. d. M. als sehr kleine säulenförmige Bergkrystalle von 0,04—0,01 mm Länge sich erweist. Dieser Süsswasserquarz führt auch Opaljaspis und Halbopal mit Überzügen von Chalcedon und an Fossilresten Cypris angusta, Litorinella acuta, Lymnaeus corneus, Paludinen, Planorben, Rhizome und Samenkörner von Nymphaea Arethusae. — Andere tertiäre Süsswasserquarze sind bekannt von Löwenhof und Littmitz in Böhmen (mit vielen Steinkernen von Schnecken), vom Katzenhübel bei Komotau, von Proskau und der Colonie Rothaus in Oberschlesien (letztere oligocän nach F. Roemer, Geologie v. Oberschl. 1870. 414. 415).

Flint oder Feuerstein.

Eine Kieselmasse von rauchgrauer, brauner bis schwarzer Farbe, mit vollkommen muscheligem, schimmerndem Bruch, leicht in sehr scharfkantige, an den Kanten durchscheinende Stücke zerspringend. Die Härte ist die des Quarzes,

das spec. Gewicht = 2,59—2,62. Fuchs fasste den Flint als ein inniges Gemenge von amorpher und von krystallinischer Kieselsäure in verschiedenen Verhältnissen auf, weil sich durch Kalilauge ein Theil der Kieselsäure, angeblich die erstere, ausziehen lässt; H. Rose und Rammelsberg haben jedoch später gezeigt, dass auch der Feuerstein grösstentheils aus krystallinischer Quarzkieselsäure besteht, dass aber dergleichen kryptokrystallinische Varietäten durch Kalilauge um so leichter gelöst werden, je dichter sie sind.

Neben der Kieselsäure ist meistens etwas Thonerde, Kalk, Eisenoxyd, Kohlenstoff beigemengt. Klaproth fand in einem schwarzgrauen F. 0,50 CaO, 0,25 Al_2O_3, 0,25 Fe_2O_3, 1,00 flüchtige Bestandtheile, zum Theil einer Kohlenstoffverbindung angehörend (Beiträge I. 43). Berzelius untersuchte einen F. aus der Kreide von Limhamm in Schonen, welcher enthielt 0,117 K_2O, 0,113 CaO, Spuren von Fe und Al_2O_3, sowie eine kleine, ohne Rückstand verbrennbare Menge eines kohlenstoffhaltigen Körpers, der wahrscheinlich die dunkle Farbe hervorbringe (Jahresber. XXI. 187). Heintz fand, dass F. aus der Juraformation beim Glühen in Sauerstoffgas sich nicht gänzlich entfärbt, während dies bei dem aus der Kreide von Rügen vollständig der Fall ist. Durch Verbrennung mit Kupferoxyd ergaben

	Flint aus dem Jura	Flint aus der Kreide	
		heller	sehr dunkler
Kohlenstoff	0,01	0,066	0,073
Wasser	1,14	1,103	1,298.

Der Juraflint war innen ganz weiss geworden, äusserlich aber noch gefärbt; die Färbung rührt also bei ihm nur theilweise von organischer Substanz her (Poggend. Ann. 1843. LX. 519). J. Roth gibt an, dass brauner F. aus Borken bei Meppen beim Glühen erst schwarz, dann bei weiterem Glühen durch Eisenoxyd rothbraun gefärbt erscheint (Geologie II. 564). — In Schleswig-Holstein finden sich kleine Gerölle eines lederbraunen, höchst undurchsichtigen Feuersteins mit licht grasgrüner Rinde; die braunen Wolken im Inneren sind u. d. M. Eisenoxyd-Steinkerne von Foraminiferen (Gottsche, Sedimentärgeschiebe d. Provinz Schleswig-Holstein 1883. 47). — Nach der Ansicht von Judd rührt die dunkle Farbe überhaupt nicht von bituminöser Materie, sondern davon her, dass in diesen Varietäten alle Zwischenräume zwischen den Partikeln krystallinischer Kieselsäure durch colloide Kieselsäure ausgefüllt sind, während dies bei den weissen F.en nicht so vollständig der Fall sei; dass ein dunkler F. beim Erhitzen weiss wird, hängt nach ihm nicht mit dem Entweichen organischer Substanz, sondern damit zusammen, dass er durch unzählige kleinste Sprünge in lauter einzelne, nur lose zusammenhängende Theilchen zerfällt.

Durch die Verwitterung bedeckt sich der F. an der Oberfläche mit einem weissen Kieselmehl, auch verliert er allmählich an der Luft die färbenden kohligen Bestandtheile und wird bleich. Judd schreibt die Entstehung der weissen Rinde dem Umstande zu, dass colloide Kieselsäure theilweise durch Lösung entfernt worden sei (Proceedings of the Geologists association X. 1887. 219), eine Ansicht, welche sicherlich nicht allgemein gerechtfertigt ist und mit dem mikroskopischen Befund von Renard gerade im Gegensatz steht.

Der Flint, vorzugsweise isolirte Knollen, aber auch zusammenhängende Lagen bildend, hat seine Hauptlagerstätte in der Kreideformation und zwar in der oberen Etage derselben, der eigentlichen, weichen und abfärbenden, weiss-

lichen oder gelblichen Kreide (der Senonbildung), für welche der Reichthum an Flinten gewissermassen charakteristisch ist. Nur ausnahmsweise erscheint er schon in Jurakalken. — Flintmasse gibt sehr häufig das Versteinerungsmaterial der Kreidepetrefacten ab, namentlich hat sich diese Kieselsäuremasse im Inneren der Echinidenschalen abgesetzt und so Steinkerne derselben erzeugt, welche in ungeheurer Menge den Kreideschichten inneliegen. Gryphäen des Diluviums sind zwischen den Klappen mit F. erfüllt, welcher auch den Kalk der Schalen oft ganz oder theilweise verdrängt hat. Auch die Schwammkorallen oder Amorphozoen haben sich mit Flintmasse vollgesogen, wodurch verschieden geformte, rundliche, cylindrische, keulenförmige, birnförmige Gestalten entstehen. F.e aus dem Diluvium, welche als Versteinerungsmaterial von silurischen Schwämmen gelten müssen, beschreibt Meyn in Z. geol. Ges. XXVI. 1874. 41. Die Formen der Flintknollen in der Kreide sind überhaupt äusserst vielgestaltig und zeigen oft seltsame Umrisse. Die hellfarbigen, grauen und gelben Flintknollen treten hauptsächlich in der grauen und schmutziggelben mergeligen Kreide auf, während die dunkelgrauen und schwarzen Knollen auf die weisse Kreide beschränkt zu sein scheinen. Die Knollen liegen zum Theil ordnungslos, zum Theil in einzelne Lagen vertheilt in der Kreide.

Die ganz überwiegende Hauptmasse des Feuersteins ist ohne Zweifel u. d. M. krystallinische, gewöhnlich chalcedonähnlich-aggregatpolarisirende Kieselsäure, womit auch Renard's Untersuchungen übereinstimmen; optisch gelingt es in der Regel nicht, eine grössere Betheiligung amorpher Kieselsäure sicher wahrzunehmen. Dass diese hier — im Gegensatz zu der Ansicht von Judd — keine besondere Rolle spielen kann, zeigt auch das spec. Gewicht der Feuersteine; sie könnte höchstens in infinitesimalen Partikelchen vorhanden sein. — In den Flintknollen hat man hier und da makroskopische Rhomboëder von Kalkspath beobachtet; u. d. M. kann man dieselben (wie es scheint, meist als —2R krystallisirt) oft in grosser Menge gewahren. In der Nähe von Madrid erscheint Gypsspath und in F.en von Meudon in Frankreich findet sich auf Kluftflächen Cölestin (Sillem, N. Jahrb. f. Min. 1848. 392). Ausserordentlich häufig aber umschliessen die Knollen organische Reste, die ebenfalls verkieselt sind. Foraminiferen, Bryozoen, Diatomeen, einzelne Amorphozoenreste, z. B. die zarten Nadeln der Spongien (Spiculae) sind eine ungemein gewöhnliche Erscheinung in den Flinten. Gar manchmal finden sich auch grössere Spongien in ihnen und schon oben wurde erwähnt, dass knollenförmige Gestalten aus der Verkieselung von Amorphozoen hervorgehen. Zahlreichen Knollen mögen daher organische Formen zu Grunde liegen, selbst solchen, bei denen weder Form noch Structur mehr darauf hinweist. Über das Vorkommen fossiler Hölzer im Feuerstein s. Wichmann, N. Jahrb. f. Min. 1894. I. 277.

Ausser den Flintknollen, welche meistens scharf abgegrenzt in der Kreide eingebettet sind und nur selten darin verfliessen, erscheinen auch Lager und Schichten von F.; die aneinandergereihten Knollen liegen oft so dicht beisammen, dass sie fast einander berühren und so, zumal wenn einige davon seitwärts in

einander verfliessen, beinahe schon eine Flintschicht hervorgebracht wird. Nebenbei gibt es ebenfalls wirkliche und anhaltende Flintschichten, welche aus vielen Kreidegebieten bekannt sind; ihre Mächtigkeit übersteigt manchmal die eines Fusses und ihre Ausdehnung ist nicht selten ziemlich bedeutend. In der Margaretsbay an der englischen Südküste dehnt sich eine $1\frac{1}{2}$ Zoll mächtige Flintschicht zwei engl. Meilen weit aus. Auf den dänischen Inseln sind nach Forchhammer so zahlreiche Flintschichten der Kreide eingeschaltet, dass beide Gesteine förmlich mit einander wechsellagern.

Höchst merkwürdig sind die gangförmigen Vorkommnisse von F., welche namentlich im s. England als plattenförmige Massen die Kreideschichten unter irgend einem, meist bedeutenden Winkel durchschneiden. Buckland sah an einer Felswand ö. von Henley sechs schmale Flintgänge die Kreide durchsetzen. Nach Mantell kommen an der ganzen Kreideküste zwischen Brighton und Beachy-Head zahlreiche solcher Flintgänge vor. Forchhammer beschreibt ähnliche Erscheinungen aus der Gegend von Hjerm in Jütland, wo senkrechte Flintgänge die horizontal gelagerten Knollen mit einander verbinden. Auch an Möens-Klint auf Möen durchschneiden die $\frac{1}{4}$—1 Zoll dicken zusammenhängenden Flintlagen mehrfach die Kreideschichten selbst unter einem spitzen Winkel »als ob es Spaltenausfüllungen wären, was bemerkt zu werden verdient, da es aussieht, wie wenn diese, sowie auch die anderen zusammenhängenden Flintschichten lange nach der Absetzung der Kreide gebildet seien« (Z. geol. Ges. XXVI. 1874. 545). Noch seltsamer ist der an transversale Schieferung erinnernde Umstand, dass es in einigen Fällen Ebenen von isolirten, nebeneinanderliegenden Knollen sind, welche die Kreideschichten unter einem Winkel durchschneiden, wie es Buckland bei Rottingdean unfern Brighton beobachtete (Transact. geol. soc. IV. 417; Bronn's Handb. ein. Gesch. d. Nat. II. 707).

Manche Kreideschichten, namentlich diejenigen, in welchen keine grösseren Flintknollen erscheinen, enthalten dennoch die Flintsubstanz feinvertheilt, oft als kleine selbst mikroskopische Körnchen in ihrer Masse. Diese Erscheinung zeigen z. B. der gelbliche Kreidemergel von Lemförde bei Osnabrück und von Osterfeld bei Essen, die Kreide von Usedom und die Kreideablagerungen ö. und s.ö. von der Stadt Wollin in Pommern. Dies liefert, wie Naumann mit Recht bemerkt, »wohl den Beweis dafür, dass der Kreideschlamm ursprünglich ganz gleichmässig mit aufgelöster Kieselerde imprägnirt gewesen ist«.

Die Frage nach der Bildungsweise der Feuersteine hat gar mancherlei verschiedene Ansichten hervorgerufen; namentlich die Entstehung der knollenförmigen Feuersteine ist auf mehreren Wegen zu erklären versucht worden. Schon in frühen Zeiten haben viele Geologen, Parkinson, Guettard, de Luc, Faujas St. Fond, Dolomieu, Huot die Meinung ausgesprochen, dass diese Flintknollen verkieselte spiculaereiche Schwammkorallen seien, Spongien und Alcyonien, in deren Zellen sich Muscheln, Polythalamien und Infusorien aufgehalten, und welche diejenige Kieselsäure abgeschieden hätten, die im gallertartigen Zustand in dem feinen Kreidekalkschlamm vertheilt gewesen sei. Ist auch gewiss nicht daran zu zweifeln, dass in der That vielen Feuersteinknollen organische Körper zu Grunde liegen, durch welche die Kieselsäure angezogen wurde, in und um welche sie sich niedergeschlagen hat, so wird man aber doch keineswegs alle Flintknollen als verkieselte Amorphozoen betrachten dürfen. Vielleicht zum grössten Theil sind sie gewöhnliche Concretionen, indem die durch den feinen Kalkschlamm der Kreide vertheilte Kieselsäure sich an

einzelnen Punkten contrahirt hat. Gleichfalls nimmt Gaudry, welcher sich gegen jeden organischen Ursprung der Feuersteine ausspricht, die Anziehungskraft zu Hülfe, »welche kieselige Moleküle inmitten kalkiger Massen, worin sie vertheilt sind, wechselseitig aufeinander ausüben, wie in dem in den Laboratorien vorbereiteten Porzellanteig sich Kieselklümpchen bilden«.

De Cossigny ist geneigt, die Feuersteinknollen als Ausfüllungen von Hohlräumen in der Kreide zu deuten (Bull. soc. géol. (3) IX. 1881. 47). In den Umgebungen von Troyes befinden sich die Feuersteine nur selten in der Ebene der Schichtung, sondern bilden dort kleine compacte Gänge und Trümer von kurzer Erstreckung aber sehr verschiedener Richtung, welche sich gabeln, auskeilen, wieder anlegen u.s.w. Bei Durchsetzungen erweisen sich beide Trümer als gleichzeitig gebildet. Bei St. Benoît-sur-Vanne (Aube), wo der Schichtungsfläche entsprechend gelagerte linsenförmige Feuersteinplatten sowie Feuersteingänge vorkommen, fand er die Masse der Gänge mit derjenigen der zunächst liegenden Platten unmittelbar zusammenhängend. Weil nun die Gänge ohne Zweifel nasse Absätze auf Spalten sind, hält es de Cossigny für höchst wahrscheinlich, dass die Knollen Ausfüllungen von Hohlräumen seien. Die grossen Gegensätze in der Gestaltung der Knollen — bald ganz reine Sphaeroide, bald abgeplattete, cylindrische, unregelmässig ausgebuchtete, ausgezackte, verästelte, gehörnte, durchbohrte Gestalten — sind nach ihm mit concretionärer Natur nicht recht vereinbar, während dieselben nach seiner Ansicht gerade sehr gut auf die unregelmässigen Formen der Hohlräume zurückgeführt werden können. Damit ständen auch die hohlen Canäle im Inneren in Verbindung sowie die ebenfalls gegen Concretionen sprechende Erscheinung, dass im Inneren der Feuersteine sich manchmal eine mit Quarz austapezierte Höhlung befindet. Ferner legt er Gewicht auf das Netzwerk von vorspringenden Rippen auf der Oberfläche der Knollen, was allerdings bei concretionärer Bildung schwierig zu deuten, andererseits leicht aufzufassen ist als Ausfüllung von Spalten, die zu den Hohlräumen geleiteten. Ungelöst bleibt freilich bei diesen Anschauungen die berechtigte Frage nach dem Ursprung so zahlreicher Hohlräume in der Kreide, welche wohl kaum etwa von Zerstörung organischer Überreste abgeleitet werden dürften.

Schliesslich ist noch der Ansicht zu gedenken, welche in den Flintknollen kieselige Umwandlungsproducte kalkiger Concretionen erblickt.

Feine Flintkörner in der Kreide, Karsten's Archiv XX. 1846. 400.
Buckland, Paramoudra-Feuersteinknollen, Transactions geol. soc. IV. 413.
Forchhammer, Danmarks Geognostiske Forhold, Kjöbenhavn 1835. 79.
Woodward, S. P., Über gebänderte Feuersteine, Geological magaz. 1864. Nr. 4. 145.
F. Roemer, F. im weissen Jurakalk von Starczynow, Polen, N. Jahrb. f. Min. 1876. 34.

Bildung der Feuersteine:

Hacquet, Gehlen's Journ. f. Chem. u. Phys. I. 89.
Turner, London, Edinburgh philos. magazine 1833. July.
Ehrenberg, Poggend. Ann. XXXVIII. 455 und XLVII. 506.
Ansted, Annals and magaz. of nat. history XIII. 1844. 241, auch N. Jahrb. f. Min. 1844. 617.
Mantell, Annals and magaz. of nat. history XVI. 1845. 73, auch N. Jahrb. f. Min. 1848. 617.
Bowerbank, Transact. geol. soc. (2) VI. 181 und London, Edinb. philos. magazine XIX. 249; im Auszug N. Jahrb. f. Min. 1847. 603.
Toulmin Smith, London, Edinb. philos. magaz. 1847. XIX. 1 u. 289, auch N. Jahrb. f. Min. 1847. 602.

Bensbach, N. Jahrb. f. Min. 1847. 769.
Gaudry, N. Jahrb. f. Min. 1854. 207.
G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 1247.
Wallich, Quart. journ. geol. soc. XXXVI. 1880. 68.
de Cossigny, Bull. soc. géol. (3) IX. 1881. 47.
Sollas, Annals a. magaz. of nat. history (5) VI. 1881. 384 u. 437.
Renard, Bull. acad. royale de Belgique XIV. 1887. Nr. 12.

Opal.

Der Opal und die opalartigen Mineralien sind als Felsarten von höchst untergeordneter Bedeutung, indem sie nur Massen von sehr geringer Ausdehnung zusammensetzen; gepulvert werden sie von kochender Kalilauge aufgelöst; der Wassergehalt schwankt zwischen 0,1 und 13 %, und ist selbst bei äusserlich gleichen Abänderungen desselben Fundorts verschieden. Eingehende, indessen mehr in mineralogischer als in petrographischer Hinsicht wichtige Untersuchungen über die Mikrostructur der Opale hat H. Behrens angestellt (Sitzgsber. Wiener Akad. LXIV. Dec.-Heft 1871). Die Opale enthalten nicht selten Fossilreste, Diatomeenpanzer, Conchylien, Fische u. s. w.

Der amorphe Opal ist wahrscheinlich als eingetrocknete gallertartige Kieselsäure zu betrachten, welche bei der Zersetzung der Silicate in den Gesteinen abgeschieden ward, und sich auf Klüften und Spalten sammelte. Daher rührt auch sein Gehalt an Basen und Wasser. Thonerde, Eisenoxyd, Kalk, Magnesia und Alkalien, sämmtlich noch anhaftende Bestandtheile der zersetzten Silicate, werden in den Opalen gefunden.

Am Höllengraben bei Primersdorf bildet Halbopal von meist wachsgelber oder brauner Farbe ein Lager zwischen krystallinischem Kalkstein des Glimmerschiefers und Thoneisenstein. In der Umgegend von Bilin in Böhmen, bei Luschitz, Schichow, Kaaden kommen klaftergrosse Blöcke von Halbopal und Menilitopal in basaltischen Tuffen vor; die ersteren besitzen eine sehr fein ausgebildete verschiedenfarbige (gelb, röthlich, bräunlich, graulich, grünlich) Parallelstreifung, weshalb man sie mit Naumann als Opalschiefer bezeichnen könnte. Meist bemerkt man an ihnen feine Streifen, die sich nicht nur durch Farbenverschiedenheit, sondern auch durch höheren Grad des Durchscheinens auszeichnen. In diesen Streifen sind nach Ehrenberg vorzüglich die sog. Infusorienskelette zu erkennen: Gaillonella (Melosira) distans, varians, ferruginea, auch Kieselnadeln von Spongien; von der Anwesenheit der G. ferruginea scheint die braune Färbung mancher Opale herzustammen (vgl. A. E. Reuss, Umgeb. v. Teplitz u. Bilin 1840. 140). Doch muss bemerkt werden, dass nach Behrens wahrscheinlich vielfach mikroskopische sphaerolithähnliche Quarzconcretionen von rundlicher Form und faseriger Zusammensetzung mit Diatomeen verwechselt worden sind. In den ungarischen Trachytgesteinen z. B. der Umgegend von Schemnitz, sowie denen des Siebengebirges, zeigen sich gemeiner Opal und Halbopal manchmal als fussmächtige Gangtrümer. Menilit bildet auch accessorische Bestandmassen im eocänen Klebschiefer von Menil-Montant bei Paris und in Süsswassermergeln beim Puy du Mur unfern Clermont in der Auvergne. Glocker machte auf weitverbreitete Mergelschiefer (Klebschiefer) aufmerksam, welche zahlreiche und mächtige Knollen sowie ganze Schichten von Menilit und Halbopal umschliessen; solche Gesteine

finden sich bei Butschowitz, Bistritz (wo menilitartiger Opal in solcher Menge vorkommt, dass er als Baustein benutzt wird), Nikoltschitz und Weisskirchen in Mähren, erstrecken sich über Gross-Kuntschitz nach österr. Schlesien, setzen nach Zeuschner am Nordabhange der Karpathen selbst weit nach Galizien hin fort, wo sie bei Dynow und Jurowce sogar ganze Bergketten bilden. Fr. v. Hauer rechnet diese menilitführenden sog. Smilno- oder Amphisylen-Schiefer zum mittleren Eocän (Geologie 1878. 577); vgl. auch F. Roemer, Geol. Oberschlesiens 1870. 362; Paul und Tietze im Jahrb. geol. R.-Anst. 1877. 55. 119. Niedzwiedzki setzt diese galizischen Menilitschiefer an die Grenze von Neogen und Eocän, Rzehak stellt die mährischen zum Oligocän (Verh. geol. R.-Anst. 1881. 211). Nach Cobalcescu kommen sie auch in der s.ö. Ecke des siebenbürgisch-rumänisch-moldauischen Grenzgebirges vor (Verh. geol. R.-Anst. 1885. 273).

Kieselsinter und Kieseltuff.

(Fiorit, Perlsinter, Sinteropal, Geyserit, Siliceous Sinter; Quartz agate concrétionné thermogène.)

Diese kieseligen Absätze heisser Quellen erlangen hier und da eine solche Mächtigkeit, dass sie wohl verdienen, unter die Zahl der Gesteine aufgenommen zu werden; dieselben sind bald dicht und fest (eigentlicher Kieselsinter), bald locker und zerreiblich (Kieseltuff); bald bilden sie als eine durchscheinende bis undurchsichtige, wachsglänzende muschelig brechende Masse compacte Schichten, bald stalaktitische, kugelige, traubige Gestalten, nicht selten auch Incrustate von Pflanzenblättern und -Stengeln. Die Farbe ist schneeweiss, häufiger gelblich-, graulich-, röthlich-, blaulichweiss. In chemischer Hinsicht gehört der Kieselsinter zu den in Kalilauge löslichen Opalen, mit welchen auch das spec. Gewicht sowie das optische, bei normaler Ausbildung isotrope Verhalten übereinstimmt.

I. Ks. vom Geysir auf Island, Forchhammer, Poggend. Ann. XXXV. 331.
II. Ks. von der Badhstofa-Quelle am Ausfluss der Hvítá, Island. Bickell, Ann. Chemie u. Pharm. LXX. 290.
III. Ks. der Te tarata-Quelle am See Rotomahana auf Neuseeland. Mayer in v. Hochstetter's Geol. v. Neuseel. 1864. 143. Spec. Gew. 2,046.
IV. Ks. von dem Whatapoho-Sprudel am Rotomahana. Mayer ebendas.
V. Kieselsinter vom Splendid Geysir, Yellowstone-Revier. J. E. Whitfield, Amer. Journ. of sc. (3) XXXVII. 1889. 351.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	84,43	91,56	84,78	88,02	81,75
Thonerde	3,07	1,04	1,27	2,99	6,49
Eisenoxyd	1,91	0,18			Spur
Kalk	0,70	0,33	1,09	0,64	0,56
Magnesia	1,06	0,47			0,15
Kali	0,92	0,19		0,40	0,65
Natron		0,16			2,56
Wasser	7,88	5,76	12,86 u. org. S.	7,99	7,50
Schwefelsäure	—	0,31	—	—	0,16
	99,97	100,00	100,00	100,04	99,82

Um die heissen Quellen Islands finden sich nicht unbedeutende Ablagerungen von Kieselsinter; der Kegel des grossen Geysir, dessen Höhe augenblicklich ca. 30 F., dessen Durchmesser etwas weniger als 200 Fuss beträgt, besteht aus hellaschgrauem Ks., und der ganze Bezirk dieses berühmten Quellensystems mit seinen 40—50 grösseren und kleineren Sprudeln ist auf weite Erstreckung hin mit einer zum Theil mächtigen Kruste von Kieselabsätzen bedeckt, aus welchen auch die Bassins und Röhren der Quellen aufgebaut sind. Die Abflussbäche setzen in ihren Betten und namentlich stark an ihren Ufern Rinden von Ks. ab, welche meist aus feinen, papierdünnen, wellenförmig übereinanderliegenden Schichten bestehen. Das Auflösungsmittel der vorzugsweise aus sanertrachytischen und palagonitischen Gesteinen extrahirten Kieselsäure ist das kohlensaure Natron und beim Erkalten, namentlich beim Verdunsten des Wassers schlägt sich die Kieselsäure nieder. Unter den zahllosen, Kieselsinter erzeugenden Quellen Islands sind wegen der Mächtigkeit der Absätze besonders zu erwähnen die von Reykholt an der Hvítá im Westland, die des Thales Hveravellir im Inneren, das Oexahver n. vom See Mývatn im Nordostland, die Reykjarhverar im Südland.

Im Centrum der Nordinsel von Neuseeland bilden die heissen Quellen des Rotomahana (warmen Sees) nach v. Hochstetter Kieselsinterabsätze von der grossartigsten Schönheit. Der Absatz des gewaltigen Sprudels Te tarata hat ein mächtiges Terrassensystem von marmorweissem Ks. aufgeführt. »Es ist, als ob ein über Stufen stürzender Wasserfall plötzlich zu Stein verwandelt wäre. Jede dieser Stufen hat einen kleinen erhabenen Rand, von welchem zarte Tropfsteinbildungen herabhängen, und eine bald schmälere, bald breitere Plattform, welche verschieden grosse, im schönsten Blau schimmernde Wasserbecken umschliesst. Am w. Ufer bildet der grosse Terrassensprudel Otuka puarangi ein Seitenstück zum Te tarata. Die Sinterstufen reichen bis zum See und man steigt wie auf einer künstlichen Marmortreppe in die Höhe« (Geol. v. Neuseel. 1864. 136). Auch am s. Ufer des Taupo-Sees und am Orakeikorako am Waikato-Ufer erscheinen ausgedehnte Kieselsinterabsätze. — Mit den isländischen und neuseeländischen Ks. absetzenden Geysirn vermögen diejenigen völlig zu wetteifern, welche in dem Thal des Fire-hole-River, in dem Yellowstone National Park in Nordamerika bekannt geworden sind. Zufolge Weed wirken hier an der Entstehung der Sinter auch Algen mit, welche kieselige Filamente ausscheiden und nach ihrem Absterben eine gallertartige Masse bilden, die Wasser abgibt, erhärtet und schliesslich zu einem typischen Sinter wird; eine solche an der Sonne getrocknete Gallerte lieferte 94 SiO_2, 3—4 H_2O und 1—2 % organische Substanz; Algen leben hier noch in Wasser, dessen Temperatur nur wenige Grade unter dem Siedepunkt beträgt (Amer. journ. of sc. (3) XXXVII. 1889. 351).

Andere Kieselsinterabsätze finden sich an den heissen Quellen von Santa Fiora in Toscana, Mont Dor-les-Bains und St. Nectaire in der Auvergne, auf den Azoren, in Kamtschatka und anderen vulkanischen Regionen.

Polirschiefer.

(Tripel, Polishing slate, Schiste tripoléen.)

Der Polirschiefer ist eine äusserst dünnschieferige, gelblichweiss bis gelblichgrau gefärbte Masse, von sehr feinerdiger Zusammensetzung, weich, zerreiblich und abfärbend. Die Masse stellt sich u. d. M. gänzlich oder grösstentheils als ein Aggregat von Diatomeen-Kieselpanzern dar, welche meistens sämmtlich nur einer Species angehören. Namentlich sind es die Gattungen Melosira (Gaillo-

nella) und Bacillaria (auch Navicula, Podosphenia und Synedra), welche in dieser Weise gesteinsbildend auftreten. Da ein solcher Kieselpanzer von Melosira distans nach Ehrenberg $\frac{1}{288}$ Linie oder 0,0078 mm gross ist, so kann ein Cubikzoll des Biliner Polirschiefers 41 000 Millionen solcher Panzer enthalten. Die Kieselsäure der Diatomeenpanzer ist in dem sog. löslichen Zustand, optisch von isotroper Beschaffenheit, in Kalilauge grösstentheils auflöslich; Rood bestimmte den Brechungsindex derselben zu 1,435, während der des Quarzes 1,548 beträgt. Der Psch. ist wegen seiner geraden und dünnen Schieferung blätternd und sehr leicht spaltbar; er klebt wenig an der Zunge, saugt das Wasser mit Begierde ein. Das spec. Gew. des Psch. von Bilin beträgt nach Reuss 1,037 (?), nach Rob. Hoffmann 1,862, nach Buchholz wiegt er nach dem Einsaugen von Wasser 1,90—1,99.

Zusammensetzung I. des Psch. von Bilin in Böhmen nach Baumann (Rammelsberg's Mineralchemie 1860. 136). II. desselben nach R. Hoffmann (Journ. f. pr. Chemie XC. 467). III. des Saugschiefers nach R. Hoffmann ebendas. IV. des braunen feinblätterigen Psch. vom Little Truckee River, Nevada nach Woodward (in King, U. S. geol. expl. 40. Par. II. 1877. 821).

	I.	II.	III.	IV.
Kieselsäure	87,58	74,20	80,30	91,43
Thonerde u. Eisenoxyd	2,04	6,81	5,40	3,62
Kalk	1,09	0,41	0,44	0,25
Magnesia	0,30	—	0,43	0,36
Wasser	8,89	13,30	10,90	3,80
Organ. Substanz	—	4,20	1,30	—
	99,90	98,92	98,77	99,46

II. enthielt noch 0,02 K_2O, 0,30 Na_2O, 0,12 SO_3, 0,24 P_2O_5, 0,03 NH_4; III: 0,30 K_2O, 0,01 NH_4; IV: 0,32 K_2O, 0,63 Na_2O.

Von Polirschiefer lassen sich auch nach der Tränkung mit Canadabalsam nicht wohl Dünnschliffe anfertigen. Zufolge Behrens zertheilt man ihn am besten durch wiederholtes Aufkochen dünner, durch Spalten erhaltener Blättchen mit übersättigter Glaubersalzlösung, wobei die Blättchen von dem krystallisirenden Salz zersprengt werden.

Von dem eigentlichen Polirschiefer pflegt man den Saugschiefer zu unterscheiden, welcher, ebenfalls von graulichweisser, licht- oder dunkelgelblicher Farbe sehr stark an der Zunge klebt und dabei so hart ist, dass er das Glas ritzt; er ist ein von Opalmasse vollständig durchdrungener Psch., welcher dadurch auch seine vollkommene Schieferung mehr oder weniger eingebüsst hat. Fisch- und Blattabdrücke sind nicht selten; im Psch. vom Habichtswald bei Cassel fanden sich Käferreste (Landgrebe im N. Jahrb. f. Min. 1843. 137). — Der Psch. bildet Lager im tertiären und posttertiären Gebiete; seine vorzüglichsten Vorkommnisse sind:

Am s.w. Ende des Tripelberges bei Kutschlin unweit Bilin in Böhmen; auf Gneiss und Pläner folgt dort gelbbrauner Thon mit Nestern von krystallinischem Gyps, dann Saugschiefer, endlich nach oben reiner Psch. in einer Mächtigkeit von

2—4 Fuss, hauptsächlich aus Melosira distans bestehend. Tertiärer Psch. von Seifhennersdorf und Warnsdorf in der Lausitz, unter und über einem Braunkohlenflötz, bedeckt von Basalttuff und dann von einer Basaltdecke. Tertiärer Psch. des Breiten Busches bei Hainspach in der Gegend von Schluckenau, ganz ähnlich dem von Kutschlin. Im Mentauer Thal bei Leitmeritz. Am Habichtswald bei Cassel. — Als fernere Ablagerungen von Polirschiefer (Tripel), welche übrigens manchmal eine kieselguhrähnliche Beschaffenheit zu haben scheinen, werden von Ehrenberg noch angegeben die Massen: vom Dorfe Beklemischewo im Korsun'schen Kreise des Simbirsk'schen Gouvernements zwischen Kasan und Saratow an der Wolga (30—40 F. mächtig); von Bargusina in Sibirien (vivianithaltig); von Surdseli, 15 Werst von Achalzike in Georgien (14 F. mächtig); von Ilidscha bei Erzerum in Kleinasien (2 F. mächtig); aus der Umgegend von Mexico, Tisar genannt; von einem Plateau nördl. vom Morro de Mejillones an der chilenischen Küste; von Acangallo bei Arequipa in Peru.

Vgl. Ehrenberg in Poggend. Ann. 1836. XXXVIII. 463; ferner namentlich: Mikrogeologie, das Erden und Felsen schaffende Wirken des unsichtbar kleinen selbständigen Lebens auf der Erde. Leipzig 1854.
Reuss, Umgebungen von Teplitz und Bilin, Prag 1840. 132.
Deichmüller, fossile Insekten (vorwiegend Rüsselkäfer) im Polirsch. von Kutschlin bei Bilin, Nova Acta Acad. Leop.-Carol. XLII. 1881. 291.
Fötterle, Polirschiefer im Mentauer Thal bei Leitmeritz, Jahrb. geol. R.-Anst. 1858. 35.
Herrmann und Reichelt, Psch. der Lausitz, Ber. naturf. Ges. zu Leipzig, 7. März 1893.
Landgrebe, Polirsch. vom Habichtswald bei Cassel, N. Jahrb. f. Min. 1843. 141.
Ehrenberg, Polirsch. von Luzon, Philippinen, Monatsber. Berl. Akad. 1840. 216; 1843. 104. Tripel von Beklemischewo, ebendas. 1855. 292; Polirsch. von der chilenischen Küste ebendas. 1856. 425.
Stöhr, Tripel Siciliens, Ztschr. geol. Ges. XXIX. 1877. 638.

Kieselguhr.

(Kieselmehl, Infusorienmehl, Bergmehl, Diatomeenpelit.)

Die Kieselguhr ist dasselbe Material, wie der Polirschiefer, bildet aber bald lockere, aus staubartig verbundenen Theilchen bestehende, bald etwas festere kreideähnliche Massen, bald ganz lose mehlähnliche Anhäufungen; sie ist sehr leicht zerreiblich, matt, von kreideweisser, graulichweisser bis lichtbräunlicher Farbe, und hängt wenig an der feuchten Lippe. Der Porzellanfabrikant Christian Fischer war der erste, welcher in der Kg. von Franzensbad ein Aggregat von Diatomeenpanzern erkannte; später hat dann Ehrenberg mit unermüdlichem Fleiss die hierher gehörigen Massen untersucht und am Ende der dreissiger, innerhalb der vierziger und fünfziger Jahre fast alljährlich der Berliner Akademie (vgl. deren Monatsberichte) darüber Mittheilungen gemacht. Da der Habitus dieser Gesteine stets ein pelitartiger ist, so nennt Naumann dieselben Diatomeenpelit.

I. Kieselguhr von Oberohe (Lüneburger Haide) nach Wiggers, Göttinger Gel. Anz. 1838. 1073; enthält noch Spur von CaO und organischer Substanz.

II. Kg. von Mauritius, Klaproth, Beiträge V. 112.
III. Kg. von Santa Fiora in Toscana, Klaproth, Beiträge VI. 348.
IV. Kg. von Hermannsberg, Hannover; Ziegler, Jahresber. Chemie f. 1862. 805; enthält noch 1,75 Kalk- und 1,10 Magnesiacarbonat, 0,25 K_2O.
V. Kg. von Ceyssat, Auvergne; Fournet; führt noch 0,8 CaO und MgO.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	96,85	72,0	79,0	84,15	87,2
Thonerde	Spur	2,5	5,0	1,40	2,0
Eisenoxyd	Spur	2,5	3,0	0,70	—
Wasser	3,15	21,0	12,0	10,40	10,0
	100,00	98,0	99,0	96,65	99,2

100 Gewichtstheile des weissen Kieselmehls von Oberohe auf der Lüneburger Haide, bei 100° C. getrocknet, nehmen nach Wiggers durchschnittlich 500 Theile Wasser auf, ohne dass solches in Tropfen sich wieder entfernt (Hausmann, Handb. d. Min. I. 304).

Nach Behrens sind übrigens keineswegs alle für Polirschiefer und Kieselguhr geltenden Gebilde wirkliche Diatomeenpelite. Ein weisser sog. Polirschiefer von Sta. Fiora bestand nur aus unregelmässig geformten Körnchen und Splitterchen von Opal, ebenso eine von daher stammende Kieselguhr. Eine andere weisse sog. Kieselguhr von Foissy erwies sich nur aus kugeligen, halbpelluciden Opalkörperchen zusammengesetzt, die mit grosser Begierde Farbstoffe absorbirten (Sitzgsber. Wiener Akad. LXIV. Decbr. 1871. 34).

Die Kieselguhr bildet Lager von zuweilen nicht unbedeutender Mächtigkeit im Gebiet der Tertiärformationen, namentlich aber der Torfbildungen. Die bekanntesten solcher Lager sind:

Bei Oberohe im Amt Ebsdorf am Südrand der Lüneburger Haide in Hannover, findet sich 1½ Fuss tief unter dem Haideboden eine stellenweise 30 Fuss mächtige, mindestens 250 Schritt lange und 150 Schritt breite Kieselguhrablagerung, über welche Hausmann 1838 die erste Nachricht gab; das Kieselmehl ist nach oben weiss, feinerdig, stärkemehlähnlich, nach unten zu graulich und thonähnlich; die graue Kieselguhr verbreitet beim Glühen einen brenzlichen Geruch, wird schwarz und nachher weiss. Ehrenberg zeigte, dass dies von vegetabilischer Beimengung herrühre, indem die Kieselguhr Blüthenstaub von Fichten enthalte, dessen Menge wohl $\frac{1}{10}$ des Volumens beträgt. Man kennt 14 verschiedene Species von Diatomeen, welche dies Gebilde zusammensetzen, darunter treten besonders häufig Synedra Ulna und Gaillonella aurichalcea auf. — Auf der Nordseite des Hochsimmer unweit des Laacher-Sees nach dem Dorfe Ettringen zu lagern, in Verbindung mit Bimsstein- und Tuffschichten, Schichten einer weissen mehlartigen Kg., die nach Ehrenberg aus 72 sog. Polygastrica- und 22 sog. Phytolitharia-Arten besteht, unter denen Discoplea comta und Pinnularia viridula als Masse bildende Hauptformen sich auszeichnen. Auch die Bimssteintuffe sind reichlich mit Kieselinfusorien imprägnirt. — Bei Franzensbad unfern Eger in Böhmen findet sich, auf Moorgrund aufruhend, ein 6—8 Zoll mächtiges Lager von Kg., welche hauptsächlich aus den Panzern von Navicula-Arten, Gomphonema-Arten und Melosira distans besteht. Auf ein 18—24 Fuss mächtiges Lager von Kg. bei Altenschlirf und Steinfurth im Vogelsberg, welche fast ausschliesslich aus Spongilla lacustris und Melosira distans gebildet wird, machte H. Tasche aufmerksam. Alluvialer Diatomeenpelit von Kleinsaubernitz, 18 km ö. von Bautzen, gelblichweisse, korkähnliche Masse, namentlich reich an Fragilaria construens, lagernd auf diluvialem Decksand, bedeckt von Wiesenlehm.

Ein Theil des Grunds und Bodens, auf welchem Berlin gebaut ist, besteht 12—15 Fuss unter Tage aus einem 5 bis fast 100 Fuss mächtigen Lager eines schwammigen Thons, welcher zu zwei Drittel seiner Masse aus fossilen Individuen sonstwo noch lebender Gaillonellen zusammengesetzt ist. Bei Jastraba in Ungarn ist ein 14 Fuss mächtiges Lager von kreideähnlicher Kg. bekannt. Bei Castel del Piano unweit Santa Fiora in Toscana kennt man ebenfalls ein Lager von Kieselguhr (Bergmehl genannt). Unter einer Lage verwitterten Mooses bei Degernä in Schweden; auch zu Kymmenegård und Savitaipal in Finnland; zu Kražna bei Tabor in Böhmen; den Tripel von Tambolina zwischen Fano und Fossombrone am Metaurus hält F. Castracane für eine echte Tiefsee-Ablagerung (Boll. soc. geol. italiana V. 1886. 343).

In der eocänen Tertiärformation von Richmond (Virginia) lagert nach Rogers eine stellenweise 30 Fuss mächtige Schicht von gelber thonähnlicher, aber gänzlich aus Diatomeenpanzern bestehender Kg., welche sich von der Herring-Bucht an der Chesapeake-Bay (Maryland) nach Petersburg (Virginia) erstreckt. In dem Flussbette des Fallriver, eines Arms des oberen Columbiaflusses in Oregon (44½° Br., 121° L.) entdeckte Fremont unter einer Basaltdecke ein porzellanerdeähnliches Kieselguhrlager mit der erstaunlichen Mächtigkeit von 500 Fuss, doch enthält die Ablagerung nur schichtenweise die phytogenen Massen. Andere Diatomeenerde findet sich an der Suisun-Bay, 25 Miles oberhalb San Francisco in Californien und am Pit River in Oregon; auch sonstwo im californischen Hochlande, im Staate Nevada und in Utah wiederholen sich ähnliche, sehr ausgedehnte und mächtige pfeifenthonähnliche Ablagerungen von Diatomeenpelit, oder von Polirschiefer. In den Kawsholı-Mts. am Fossil Hill, Nevada, erreicht die Mächtigkeit 200 Fuss (A. Hague in U. S. geol. expl. 40. Par. II. 1873. 766); am Little Truckee River geht die lockere weisse Masse unten in feinblätterigen braunen Polirschiefer über. — Pissis beobachtete Kieselguhrablagerungen als sehr jugendliche Bildungen in Chile; am See von Maule erscheint ein Lager von 15—40 cm Mächtigkeit und über 2 qkm ausgedehnt zwischen Bimssteinsanden, andere finden sich in den Provinzen Valparaiso und Atacama zum Theil auf quartären Bildungen aufruhend, stets in der Nähe von Thermalquellen, in deren Wasser Pissis dieselben Infusorien nachwies, welche auch vorwiegend die Kg. zusammensetzen (Comptes rendus LXI. 1865. 596).

Zu der Kg. gehört auch das weisse pulverförmige Mineral, welches in Algier, zu Ceyssat unfern Pontgibaud und Randan in Frankreich vorkommt, und von Salvétat als Randanit bezeichnet wurde; dieses Gebilde besteht gleichfalls aus kieseligen Diatomeenpanzern; nach Ehrenberg waltet bei Ceyssat Synedra capitata und Synedra ulna vor.

Ehrenberg, Mikrogeologie u. s. w. vgl. S. 558; auch: Die fossilen Infusorien und die lebende Dammerde, Berlin 1837.

Hausmann, Kg. von Oberohe, Göttinger Gelehrte Anzeigen 1838. 129—131 und 1065—1077. Vgl. N. Jahrb. f. Min. 1838. 434 und 1839. 201.

Ehrenberg, Kg. vom Hochsimmer und Franzensbad. Monatsber. d. Berl. Akad. 1844. 324; 1846. 158. Auch N. Jahrb. f. Min. 1845. 249.

v. Dechen, Kg. vom Hochsimmer, Geogn. Führer z. Laacher-See 1864. 154 ff.

F. Cohn, Diatomeenerde v. Pentsch bei Strehlen, 48. Jahresb. Ges. f. vaterl. Cultur. 1871. 45.

Helmhacker, Kg. von Kražna in Böhmen, Verh. geol. R.-Anst. 1873. 180.

Cleve und Jentsch, Diatomeenlager von Domblitten und Wilmsdorf bei Zinten in Ostpreussen, N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 470.

Wahnschaffe, Infusorienerde von Jäkelwiese bei Tiefwerder unweit Spandau, Abhandl. z. geol. Specialk. von Preussen. 1877. Bd. II. Heft 3. 35.

G. vom Rath, Kg. von Santa Fiora, Toscana, Z. geol. Ges. XVII. 1865. 422.

M. Ivison Macadam, Kg. in Schottland (Black moss in Aberdeenshire, Glen Shira in Argyleshire, Gress auf Lewis), Mineral. Magaz. VI. 1884. 87.
Ehrenberg, Infusorienlager vom Fallriver, Oregon, Monatsber. d. Berl. Akad. 1849. 66 (daraus im N. Jahrb. f. Min. 1850. 95); aus Nevada und Utah, Abhandl. d. Berlin. Akad. 1870.
J. W. Bailey, Kg. von Richmond, American journ. sc. VII. 1849. 437.
Mc. Kelvey, Infusorienerde von Drakesville, Morris Co., New Jersey, Amer. Chem. Journ. VI. 1884. 147.
Rosiwal, Diatomeenschiefer in der Nähe des Rudolf-Sees, Ostafrika, Denkschr. Wiener Akad. LVIII. 1891. 515.

Nach Ehrenberg bilden sich jährlich 18000 Kubikfuss von kieseligen Organismen in dem Hafen von Wismar; ähnliche Anhäufungen gehen in amerikanischen Häfen vor sich.

In manchen Tripel-Vorkommnissen findet sich auch eine mehr oder weniger grosse Menge von kieselschaligen Radiolarien, z. B. in Sicilien (Steinbruch Gessolungo bei Caltanisetta), Calabrien, Griechenland, auf Zante, an der nordafrikanischen Küste von Tripoli bis Oran. Am reichhaltigsten daran ist der tertiäre sog. Radiolarienmergel, welcher sich im Mount Hillaby auf Barbados zu 1147 Fuss Meereshöhe erhebt, und stellenweise zur grösseren Hälfte aus wohlerhaltenen Kieselschalen von Radiolarien besteht, während kalkige Schalen von Polythalamien und deren Trümmer sehr zurücktreten. Zwischen den Philippinen und Marquesas-Inseln im stillen Ocean wird der Meeresboden in sehr grossen Tiefen fast ausschliesslich aus einer Anhäufung von Radiolarienschalen gebildet. — Über ein fester Kreide ähnliches Radiolariengestein von Fanny Bay, Port Darwin, Australien, s. G. J. Hinde im Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 221. Die Radiolarien liegen in einer Masse, welche zu bestehen scheint aus einem Untergrund von amorpher SiO_2 mit eingebetteten polarisirenden Mineralpartikelchen (vermuthlich z. Th. Quarz, z. Th. Rutil).

Adinole.

Adinole ist der Name für ein dichtes, hornstein- oder felsitähnliches Silicatgestein von jaspisartigem flachmuscheligem Bruch, grauen, rothen oder grünen, oft lagen- oder partieenweise abwechselnden Farben, welches sich durch seine verhältnissmässig leichte Schmelzbarkeit v. d. L. und namentlich durch seinen hohen, bis zu 10% steigenden Natrongehalt auszeichnet, während die Kalimenge in der Regel unter 2% bleibt. — Die als Adinole bezeichneten Massen treten geologisch in einer zwiefachen Weise auf: erstlich nämlich als Contactmetamorphose von Schiefern in Berührung mit körnigem Diabas und von diesen, oft von Spilosit und Desmosit begleiteten Adinolen ist schon II. 718 die Rede gewesen; ferner bildet die Adinole, welcher dann jede contactmetamorphische Natur fremd ist, insbesondere von Kieselschiefer begleitet, Einlagerungen namentlich in Culmschichten, im Harz, Nassau, Hessen, Westphalen. An dieser Stelle handelt es sich um diese letzteren Adinolen. Dieser doppelte Charakter wurde zuerst durch Lossen (Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 739) klargestellt.

Der zuerst von Beudant gebrauchte Name kommt von ἀδινός (zahlreich, dichtgedrängt); Hausmann (Mineralogie 1847. I. 654) verstand darunter ein dichtes Gemenge von Quarz- und Albitsubstanz (analog der Benennung Felsit für ein solches Gemenge aus Quarz und Orthoklas) und in diesem Sinne hat auch Lossen zuerst wieder die Bezeichnung angewandt (Z. geol. Ges. XIX. 1867. 572).

Die lebhaften und verschiedenen Farben, die Art des Bruches, die Schmelzbarkeit lassen die Adinolen äusserlich von den Kieselschiefern unterscheiden. Die grüne Farbe kann durch Epidot, Aktinolith oder Chlorit hervorgebracht werden. Treten in einer Hauptmasse aus A. Quarzkörner und Kryställchen von Feldspath (Albit) hervor, so gewinnt das Gestein eine Annäherung an die Porphyroide; die Hauptmasse der letzteren hat überhaupt vielfach einen adinoleartigen Charakter. — Die A. pflegt parallelepidisch zerklüftet, selten geschiefert zu sein und bedeckt sich oft bei der Verwitterung mit schneeweisser Rinde, welche nach Wunderlich aus Kieselsäure besteht. Pulver und Splitter nehmen manchmal durch Glühen eine röthliche Farbe an.

U. d. M. ergibt sich, dass jedenfalls die Hauptmasse der Adinole in der That aus Quarz und Albit besteht, welche bei gröberer Mengung, wie sie namentlich trümchenweise vorkommt, wohl unterschieden werden können, oft aber auch ein fast unauflösbares Aggregat bilden. Grünliche hellere Fleckchen, die bei schwacher Vergrösserung besser hervortreten, sind vorwiegend Zusammenhäufungen von blassgrünem Strahlstein, bisweilen durchzogen von Epidot oder umgeben von einem unzusammenhängenden Rand von Epidot. Trübe schmutzigweisse Fleckchen, namentlich im schief auffallenden Licht sich kund gebend, bestehen entweder aus feinen Zusammenhäufungen von Titanitkörnchen (Leukoxen, bisweilen mit einem Kern von Titaneisen oder Magnetit) oder aus Ansammlungen von weniger zarten und langen, mehr kurzen und dicken Rutilsäulchen. Strahlstein, Epidot, Rutil und Titanit verirren sich auch isolirt in das Quarz-Albit-Aggregat. Nach Lossen enthält die Adinole von Lerbach z. Th. die Concavbogenkörperchen wie in den Lenneporphyroiden (S. 565), und sie bestehen hier sehr zierlich aus Albit oder Quarz. Brauneisenstein, pseudomorph nach Eisenspath oder Eisenkies, sowie Eisenglanzblättchen werden auch mehrfach bemerkt. An der Leinemühle bei Pansfelde beobachtete Rosenbusch Anataskryställchen (Mass. Gest. 1887. 238). Muscovit scheint keine Rolle zu spielen; Gränzer erwähnt ihn z. B. aus der A. von Przibram.

I. Vom Geistlichen Berg bei Herborn; rothbraune Lagen mit einzelnen, sehr kleinen Quarzen und Feldspathen, aus einer roth, grün und braun gebänderten Adinole; sp. G. 2,536. Bülowius bei Lossen 1872.
II. Von Lerbach, Oberharz, rothe A., wechselt mit grünlichen Lagen; sp. G. 2,617—2,640. Schnedermann (Hausmann, Mineralogie I. 654).
III. Dölbethal bei Lautenthal, graublaue A.; sp. G. 2,74. Wunderlich.
IV. Bielstein bei Lautenthal, graublaue A.; sp. G. 2,96. Wunderlich.
V. Teufelsecke bei Lautenthal, hellfleischrothe A.; sp. G. 2,74. Wunderlich.
VI. Ebendaher, grünlichgraue A. mit fleischrothen Partieen; sp. G. 2,65. Wunderlich.

VII. Ebendaher, hellgrüne chrysoprasähnliche A.; sp. G. 2,71. Wunderlich.
VIII. Sala, Schweden, röthlich. Berthier.
IX. Pehrberg, Schweden. Svanberg.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
Kieselsäure . . .	65,49	71,60	76,18	70,19	76,27	68,49	76,34	79,5	74,95
Titansäure . . .	—	—	0,12	0,01	0,19	0,11	0,02	—	—
Thonerde	20,65	14,75	15,01	14,60	13,79	15,70	9,49	12,2	11,73
Eisenoxyd . . .	0,51	1,41	0,80	1,20	1,57	3,33	1,82	0,5	1,60
Eisenoxydul. . .	0,36	—	1,20	0,82	0,44	0,07	2,26	—	—
Manganoxydul. .	1,30	Spur	Spur	Spur	0,31	Spur	0,83	—	—
Kalk	0,81	1,06	1,91	3,45	1,21	2,30	0,89	—	0,50
Magnesia	0,81	Spur	0,56	1,01	0,18	1,12	0,61	1,1	1,32
Kali	1,53	0,32	1,45	1,86	0,29	1,20	1,85	—	0,35
Natron	8,19	10,06	4,32	7,43	5,12	6,41	6,33	6,0	6,49
Phosphorsäure .	—	—	0,19	0,20	Spur	0,21	Spur	—	—
Wasser	1,11	—	1,33	1,45	2,34	2,44	0,73	—	0,21
	100,76	99,20	103,07	102,22	101,61	101,38	101,17	99,3	97,15

Von CO_2 enthält V 0,19, VII Spur; von $BaSO_4$ V 0,56; von CH_4 V Spur. — Andere Adinolen enthalten eine nicht unbeträchtliche Menge von Carbonaten; so führt eine von Wunderlich analysirte vom Hütteneich bei Lerbach (mit grauem krystallinischem Kalk wechselnd) 11,19 CO_2.

Im Oberharz findet sich solche Adinole, zuerst von Hausmann so geheissen, in Begleitung von Kieselschiefern des Culms: am Lerbacher Hüttenteich, auf der Höhe des Clausberges und im Backofenloch bei Lerbach (das Lerbacher Gestein, in welchem rothe und grüne Lagen wechseln, wurde früher als Bandjaspis beschrieben; am Hüttenteich enthält es nach Wunderlich viele glänzende Glimmerblättchen); am Hengstrücken bei Osterode, an den Heidelbeerköpfen, am Schwarzenberg, am Ifenkopf, am Eichelberg bei Riefensbeek, au den Gierskopfen, am Wienthalskopf, Krummen Waagen, kleinen Breitenberg, Nasseweg u. s. w. Die A. ist hier ein ganz normales Glied des Culms, und, wie Lossen und v. Groddeck gegen Kayser mit Recht hervorheben, keineswegs eine Contactbildung am Oberharzer Grünsteinzug. Den silurischen Kieselschiefern des Ostharzes fehlen solche Adinole-Einlagerungen. Dagegen wurden sie von v. Groddeck in den Culmkieselschiefern des Westharzes an der sog. Teufelsecke unterhalb Lautenthal (bis fussdicke Lagen rother jaspisartiger A., ferner Schichten vou grün und grau gefärbter A., umgeben von grünlichen wetzschieferartigen Gesteinen und echten Kieselschiefern) gefunden, sodann auch im Kieselschieferbruch am Bielstein, im Dölbethal und am grossen Trogthaler Berg.

Am Geistlichen Berg bei Herborn im Dillenburgischen erscheint ausgezeichnet muschelig brechende jaspisähnliche, roth, braun und grün gebänderte, durch Verwitterung ausbleichende Adinole von nahezu Quarzhärte. Wenn auch hin und wieder diese A.en mit den dortigen Diasbaslagern im Contact stehen, so ist es doch sehr zweifelhaft, ob in denselben Contactgebilde zu sehen sind, namentlich weil solche Lager auch ausserhalb jeder Berührung mit Eruptivgesteinen vorkommen. — Von Kayser werden adinolähnliche Massen aus der Gegend von Weilburg, Dillenburg, Gladenbach, Biedenkopf u. s. w. erwähnt (Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 175), von Württenberger Adinolschiefer im Culm des Kellerwaldes (N. Jahrb. f. Min. 1865. 536). — Bei Ebersdorf in Ostthüringen wechsellagern nach Dathe Adinolschiefer mit Thonschiefern und Grauwacken (Jahrb. preuss. geol. Landes-Anst. f. 1881. 309). — Über die A.en, welche verhältnissmässig wenig mächtige Einlagerungen in der cambrischen

Grauwacke von Przibram bilden, berichtete Pošepný. — Aus dem Cambrium der Gegend von Lanmeur (Finistère) beschrieb Barrois grünliche A., sehr reich an Quarz, mit Plagioklas und Orthoklas, welche beide auch sphaerolithähnliche Aggregate bilden, Biotit, Magnetit, Titanit, Titaneisen, Pyrit (Ann. soc. géol. du Nord, XV. 1888. 238). — Über ein adinolähnliches Gestein von Viti Levu vgl. Wichmann, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 53.

Lossen, Oberharz, Z. geol. Ges. XXI. 1869. 290. — Oberharz und Herborn, ebendas. XXIV. 1872. 738.
v. Groddeck, Oberharz, ebendas. XXIV. 1872. 613; XXIX. 1877. 431.
Wunderlich, Beitrag z. Kenntn. der Kieselschiefer, Adinolen u. Wetzschiefer des n.w. Oberharzes. Inaugural-Diss. Leipzig 1880. Mitth. d. berg- u. hüttenmänn. Vereins Maja zu Clausthal. Neue Folge Heft II.
Pošepný (Gränzer), Adinole von Przibram, Min. u. petr. Mitth. X. 1889. 175.

Porphyroid.

Die Porphyroide sind geschichtete Gesteine, bestehend aus einer felsitähnlichen, feinkörnigen bis dichten Hauptmasse von splitterigem Bruch, in welcher einerseits krystallinische Körner und Krystallindividuen von Feldspath und Quarz in ähnlicher Weise eingebettet liegen, wie in der Grundmasse der Quarzporphyre, andererseits oft dünne Lagen, Lamellen oder Häutchen von Glimmer oder einem glimmerigen Mineral eine bald mehr flaserige (Flaserporphyroid), bald aber auch ausgezeichnet schieferige Structur (Schieferporphyroid) hervorbringen. Treten die die Schieferung bedingenden Glimmermineralien zurück, so wird natürlich die äussere Ähnlichkeit mit einem eruptiven Quarzporphyr noch erhöht, und dies sind die typischsten Porphyroide; ihre Hauptmasse steht äusserlich, bisweilen auch chemisch, der Adinole nahe. Wird bei Vorhandensein der schiefernden Glimmertheile das Korn der Hauptmasse gröber und dabei die Dimension der ausgeschiedenen Quarze und Feldspathe kleiner, so gehen gneiss-, z. B. sericitgneissähnliche Gesteine daraus hervor. Eine wirklich phyllitische Hauptmasse mit eingewachsenen grösseren Mineralindividuen (feldspathführender Phyllit) wird aber nur unzweckmässig auch noch als Porphyroid bezeichnet. — Es erscheint angemessen, mit dem Namen Porphyroid blos diejenigen Gesteine der erwähnten Beschaffenheit zu belegen, welche in Gliedern der sedimentären Schichtenreihe lagern, und diejenigen, welche mit Gneissen und Glimmerschiefern verknüpft sind, als »porphyrartige Hälleflinta« zu bezeichnen (S. 263).

Der ausgeschiedene Feldspath, von weisser, gelblicher, röthlicher, fleisch- bis ziegelrother, auch graublauer Farbe, zeigt entweder rectanguläre Gestalten oder Tafelform und ist entweder Orthoklas (Orthoklasporphyroide), an seiner Stelle auch wohl Mikroklin, oder Albit (Albitporphyroide, wie z. B. die des Lennegebiets). Der Quarz, gar nicht selten als hexagonale Pyramiden aus-

gebildet, besitzt gewöhnlich dunkelgraue bis rauchgraue Farbe, muscheligen Bruch und starken Fettglanz. Das glimmerige Mineral ist weniger eigentlicher Muscovit oder Biotit, sondern vorwiegend gelblichgrüner talkähnlicher, fettglänzender Sericit. Der Sericit der P.e ist wohl vielfach ein Umwandlungsproduct des Orthoklases; Lossen hebt hervor, dass er des letzteren Krystallformen mitsammt neugebildetem Quarz mehr oder weniger erfüllt, während beide Neubildungsmineralien auch die Sprünge der durch den Gebirgsdruck auseinandergeborstenen und dabei manchmal in auffällig regelmässig sechseckige bis rhombische Feldchen (die bisweilen geradezu an organische Zellbildungen erinnern) getheilten Quarzeinsprenglinge verheilen und sich daraus in die umgebende Grundmasse fortsetzen. Primäre Lagenstructur, sowie secundäre Druck- und Quetschflächen haben dabei die Anordnung der Neubildungen geleitet. Die Quarze zeigen oft undulöse Auslöschung. — In dem Grunde w. des Forstorts Kaufung bei Friedrichsbrunn (Harz) liegen in einem ungeschieferten P. lauchgrüne oder hellgraugrüne Flecken, welche sich als ein Haufwerk von sehr kleinen Strahlsteinsäulchen ausweisen. Lossen fand dies Mineral hier nie in deutlich schieferigen, selten nur in versteckt-schieferigen, stets in den ungeschieferten (anscheinend massigen) Bänken.

In mehreren Porphyroidmassen werden in sehr charakteristischer Weise u. d. M. eigenthümliche Gebilde erblickt, welche durch Concavbogensegmente in sehr manchfacher Combination von dem übrigen, meist feiner zusammengesetzten Gesteinsgewebe abgegrenzt und auf den Grenzflächen oft mit allerkleinsten dunkeln Körnchen bestäubt sind; diese verschlungenen Formen sind im Dünnschliff bald mehr langgestreckt, knochen- oder hammerförmig, bald sichelartig gekrümmt oder nahezu bis ganz ringförmig geschlossen, bald Dreiecken oder Vierecken mit eingebogenen Seiten vergleichbar. Durch diese Gebilde kann mitunter eine anscheinend dem Fluidalen genäherte Structur erzeugt werden. Nach den eingehenden Untersuchungen von Mügge an so struirten porphyroidähnlichen Vorkommnissen des Lennegebiets (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 1893. 641) liegen in der gröberkörnigen und deshalb meist auch helleren Substanz dieser Concavbogenkörper umgewandelte Aschentheilchen, Bruchstückchen blasigen Bimssteins vor. Die namentlich zwischen gekreuzten Nicols scharf abgegrenzten Partikel bestehen jetzt (bisweilen wie ihre Zwischenmasse selbst) wesentlich aus einem sehr innigen Gemenge von Sericit, Thon und Kieselsäure (? Quarz); der Sericit bildet vielfach nahe parallel liegende Fäserchen, bisweilen den äusseren bogigen Umrissen ersichtlich entsprechende Anwachszonen; sodann kommen Füllungen von Quarzfeldspath(plagioklas)-Mosaik vor, meist begleitet von etwas Chlorit, und derartige Aggregate finden sich nester- und trumweise auch ausserhalb der ehemaligen Aschentheilchen oder wenigstens ohne dass sie als Pseudomorphosen nach solchen kenntlich wären; fernere Umwandlungen lieferten blos Chlorit und es wurden auch fast nur durch Carbonat ersetzte Partikel in sericitischer Masse beobachtet. Wo eine Mengung mit sedimentärer Schiefersubstanz vorkommt, kann letztere die Blaseuräume der Aschenfragment-

chen ausfüllen. Bei stärkerer Umwandlung werden die Aschentheilchen ganz verwischt, die aus ihnen hervorgehenden Neubildungen fliessen mit den aus der übrigen Gesteinsmasse entstehenden zusammen, wobei dann sericitschieferähnliche Producte zu Stande kommen.

Zuerst wurden diese Concavbogenkörper von Mehner in geologisch mit den Lenneporphyren verbundenen Gesteinen beobachtet und weil letztere als eruptiv galten, für eigenthümliche Schlieren gehalten (Min. Mitth. 1877. 154). Lossen fasste sie als secretionär von aussen nach innen gewachsene Silicatnestchen auf, vergleichbar bis zu einem gewissen Grade den Primärtrümern. Rosenbusch dachte bei der Besprechung dieser Concavbogenkörper (Mass. Gest. 1887. 424) daran, dass dieselben vielleicht Ausfüllungen zwischen den Lapillipartikeln eines ehemaligen veränderten Tuffs seien, hob aber auch schon hervor, dass sie vielleicht die so oft scherben- und säbelförmig gekrümmten Glasscherbchen vulkanischer Aschen in ihrer Gestalt repräsentiren könnten; andererseits hielt er es für möglich, dass sie durch ein eigenthümliches Vordringen der Umwandlungsprocesse auf Flächen geringsten Widerstandes, wohl Quetsch- und Gleitflächen im Gestein, entstanden seien. Auch Rutley verglich diese in einem fissilen Felsitschiefer von Pont-y-Gromlech in Wales von ihm wahrgenommenen Gebilde mit ähnlich geformten röthlichbraunen Glaszwickeln im Obsidian von Tolcsva (Ungarn) und mit einer »Damascene-structure« in einem mikrokrystallinen Rhyolith vom Gardiners River in Montana (Quart. journ. geol. soc. 1881. 406). Übereinstimmend geformte Körper dieser Art wurden ferner von de la Vallée-Poussin in umgewandelten belgischen »Porphyren« gefunden und abgebildet, wo sie aus vorwaltendem Chalcedon mit etwas Muscovit bestehen (Bull. acad. r. de Belg., (3) X. 1885. Nr. 8 u. XIII. 1887. Nr. 5).

Was die Entstehungsweise der Porphyroide anbetrifft, so sind für die einzelnen Vorkommnisse abweichende Meinungen geltend zu machen versucht worden. Indem ihre krystallinische Structur als das Resultat eines Umwandlungsvorganges erschien, hat man als ursprüngliches Substrat derselben bald sedimentäre normale Schichtenglieder, bald felsitische Tuffe, bald massige porphyrische Eruptivgesteine angesehen, welche durch Gebirgspressung zu P.en umgeformt seien. Die P.e des Lennegebiets sind zufolge Mügge (mehr oder weniger unverändert erhaltene oder) umgewandelte Gemenge von aschigem Tuffmaterial und gewöhnlichem Sedimentmaterial und fallen so unter seinen Begriff (Tuffit) und Tuffoid; vgl. darüber die klastischen Gesteine. Bisweilen wurde in den P.en auch wohl in minder wahrscheinlicher Weise das Ergebniss einer directen chemischen Präcipitation erblickt.

I. Schreckensthal, zwischen Treseburg und Altenbrak im Harz, Albitquarzporphyroid; sp. G. 2,688. Wichmann bei Lossen.
II. Spielbachthal bei Elend im Harz, Albitquarzporphyroid mit pechschwarzer, etwas fettglänzender, quarzharter, splitteriger, schmelzbarer, ganz flaserfreier Grundmasse. Pufahl bei Lossen.
III. Brauneweg bei Rübeland im Harz, Orthoklasquarzporphyroid, durch sericitähnliche Substanz geflasert; sp. G. 2,626. Kinkeldey bei Lossen.
IV. Bärentiegel im Schwarzathal, Thüringen, lichtröthliches Porphyroid; sp. G. 2,649. Schür bei Lossen.
V. Häderbachthal bei Sitzendorf, Thüringen, Porphyroid; sp. G. 2,64. Kraus.
VI. Langenbach, Thüringen, Porphyroid; sp. G. 2,71. Kraus.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure	78,60	78,66	83,32	77,19	75,7	75,3
Thonerde	10,73	9,04	8,38	11,65	13,5	17,0
Eisenoxyd	0,80	2,21	0,10	—	0,5	1,0
Eisenoxydul	1,03	1,98	0,29	0,92	1,7	0,8
Kalk	0,32	0,30	0,07	0,21	0,7	0,4
Magnesia	1,47	0,36	0,02	0,11	0,2	0,2
Kali	1,87	0,63	5,75	9,16	5,3	4,8
Natron	2,04	5,50	0,66	0,24	2,4	0,5
Wasser	2,03	0,61	0,61	0,70	0,9	1,3
Phosphorsäure	—	—	0,06	0,14	—	—
	98,89	99,40	99,26	100,32	100,9	101,3

II enthält noch 0,11 CO_2, 0,11 TiO_2, 0,56 SO_3 und 0,08 CH_4. — III: 0,10 SO_3, welche von Eisenkies stammt. — IV: 0,18 FeS_2. IV, V, VI enthalten Spuren von Mn. — Die Rubrik Wasser bedeutet in V und VI Glühverlust. — Die chemische Analyse dieser Porphyroide ist entsprechend der mineralischen Zusammensetzung derjenigen eines stark sauren Quarzporphyrs recht ähnlich; vielleicht besitzen erstere durchgängig etwas weniger Eisenoxyde. Der Alkaliengehalt ist bald wie in den Adinolen, zu Gunsten von Na_2O (II), bald waltet K_2O, bisweilen sehr erheblich, vor (III, IV).

Des Namens Porphyroid bediente sich zuerst Lossen (Z. geol. Ges. XXI. 1869. 329), um »die von ihm beschriebenen porphyrartigen, schieferigen, flaserigen und massigen Gesteine des Harzes, sowohl die im Diabascontact als die davon unabhängigen zu bezeichnen, welche der sauren Reihe der krystallinischen Schiefer angehören« und von ihm zwischen Gneiss und Hälleflinta geordnet wurden. 1874 versteht er unter Porphyroid »flaserige, mit porphyrähnlicher Structur ausgestattete Sedimente« (welche von den flaserigen wirklichen Porphyren getrennt werden müssen) und nennt die Harzer Porphyroide »metamorphische, unter besonderen Einflüssen auf das ursprüngliche Sediment entstandene Gesteinsbildungen« (ebendas. 1874. 892). »Diese räumlich von der geringsten Dimension bis zur abbauwürdigen Masse anschwellenden Gesteine spielen im Körper des hercynischen Schiefergebirges eine eigenthümliche Rolle, indem sie, bald als echte flaserige Sericitporphyroide, bald unter Wegfall der Grundmasse als Phyllitgneiss, bald unter Wegfall der Flaser und der Einsprenglinge als Hälleflintgestein, bald unter Vorherrschen der Flaser als Sericitschiefer, endlich als blaue Schiefer mit Sericitflecken oder mit feldspäthigen oder feldsteinigen Ausscheidungen, oder als feldspathführende Quarzite, nicht sowohl an ein festes Niveau gebundene Einlagerungen, als vielmehr einen in seiner äusseren Erscheinung sehr wechselvollen Zustand im Schiefergebirge zu bezeichnen scheinen« (ebendas. 1874. 892. 898). 1875 bezeichnet er die Porphyroide des Harzes als »abnormale Schichtglieder des hercynischen Schiefergebirges«, welche nicht gleichmässig im ganzen Gebirge vertheilt auftreten, sondern nur n. der Sattelaxe der Tanner Grauwacke und auch hier blos in den Granitcontactringen oder im Zwischengebiet zwischen Ramberg und Brocken, nicht an ein festes Niveau innerhalb der Schichtenreihe gebunden.

Die Porphyroide des Harzes haben bald Orthoklas und Quarz, bald Albit und Quarz, bald Albit allein ausgeschieden. Das von den Porphyroidlagern durchschwärmte Schiefergebiet wird gangförmig durchsetzt von Primärtrümern oder Durchwachsungstrümern aus Quarz, Feldspath, Glimmer, Kalkspath, d. h. »solchen Trümern, deren Ausfüllung nachweislich wesentlich zu derselben Zeit wie die Verfestigung

des Gesteins erfolgt ist, welche mithin nur örtlich auf Spalten erfolgte reinere Ausscheidungen von dem Schichtenkörper selbst angehörigen Substanzen darstellen, im Gegensatz zu den Secundär- oder Gangtrümern, welche Ausheilungen von Rissen oder Spalten durch das feste Gestein bedeuten«. Zwischen den grösseren Sericit-Porphyroid-Ausscheidungen, die den Anschein selbständiger Schichtenglieder gewinnen, und den kleinsten Lenticularausscheidungen von Quarz und Feldspath im blauschwarzen Thonschiefer besteht ein wesentlicher Unterschied nicht, und diese kleinen Lenticularmassen gehen über in unregelmässige Nester, capillar endigende Netzadern und in schärfer begrenzte, die Streichrichtung und Fältelung oder Transversalstructur der Schiefer in wiederholten Abständen nahezu rechtwinkelig schneidende Quertrümer (Lossen, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 967, auch 255). — Vorkommnisse im Gläsenberge zunächst der Dornwiese und im Forstort Winde sind völlig flaserfreie graue bis schwarze, dichte bis splitterige Adinolmassen mit hervortretenden Albitkryställchen und Quarzkörnchen: analog ist das Gestein von Spielbach bei Elend, welches durch seine wasserklaren Albitkryställchen auf pechschwarzem und etwas fettglänzendem, völlig flaserfreiem Grunde an gewisse Eruptivgesteine erinnert, ferner ein Vorkommniss aus dem Schreckensthal zwischen Treseburg und Altenbrak. Am Brauneweg bei Rübeland erscheint ein Orthoklas-Quarz-Porphyroid, andere Porphyroide im Schnapphahnengrund beiderseitig der Bode oberhalb Rübeland, am Armesberg und Kohlenberg bei Wendefurt; am Voigtsstiegberg und auf dem Langenberg Varietäten, die durch eine dem Sericit ähnliche Substanz geflasert sind. Das dem oberen Wieder Schiefer angehörige Porphyroid (?) aus dem Schäbenholz n.w. von Elbingerode hält zwischen dem gelbgrünlichen Sericit vorwiegende Feldspathausscheidungen und kleine blaue Schieferflasern. Merkwürdig sind breccienähnliche Porphyroide vom Obergläseuberg und Langenberg, welche bald einzelne Feldspath- und Quarzkrystallkörner, bald und vorzugsweise röthliche, grauliche oder weissliche Porphyroidgrundmasse mit Einsprenglingen fleck-, ballen- oder trumartig in dunkler Thonschiefer-, Kieselschiefer- oder auch Grauwackenmasse eingeschlossen enthalten. — Lossen hält es für nicht unmöglich, dass gewisse Porphyroide des Harzes, welche mikroperthitisch ausgebildeten Feldspath führen, umgewandelte Keratophyrtuffe seien; Mügge fand in einem solchen aus dem Tiefenbachthal deutliche Aschenstructur.

In Thüringen wurde zuerst 1871 durch Richter auf das Auftreten von porphyrähnlichen Gesteinen innerhalb der ältesten Schieferzone mit Phycodes circinnatum hingewiesen, welche lagerhaft und dem allgemeinen Streichen des Schiefergebirges conform auftreten und mit den von Lossen aus dem Harz, von Herm. Credner aus Nordamerika beschriebenen Porphyroiden die grösste Ähnlichkeit besitzen. Ihre typische Ausbildung finden sie, im Verband mit den im Schiefergebirge aufsteigenden Quarzitsätteln, besonders längs des Hauptzuges des Quarzits vom Frohnberg bei Schwarzenbrunn bis zum Kahlenberg bei Sitzendorf unweit Schwarzburg. Ihre Hauptmasse ist bald so dicht, dass sie echten Quarzporphyren täuschend ähnlich sehen, bald mehr schieferig. Nach Loretz besteht bei Langenbach im oberen Schwarzathal das P. des cambrischen Thonschiefers, welches selbst Zwischenmittel von Quarzit und Thonschiefer enthält, aus dichter felsitähnlicher Hauptmasse, darin Quarz, Feldspath und ein sericitisches Mineral; das Vorwalten des letzteren liefert ein schieferiges Flaserporphyroid. Beim Jagdschirm an der Nordostseite des Wurzelberges lagert im Quarzit des cambrischen Thonschiefers Quarz und Feldspath führendes Flaserporphyroid, dessen Hauptmasse ein ölgrüner oder gelblicher Schiefer ist. Am Bärentiegel im Katzethal gleicht das P. durch seine blaugraue oder röthliche felsitische Grundmasse mit vielen Quarzkörnern, wenig Feldspath und Sericit ganz einem Quarzporphyr; bei Reichenbach im Katzethal bedingt die körnig-flaserige Structur eine Ähnlichkeit mit Sericitgneiss. Vgl. auch die wohl mancher Correcturen

bedürftigen Angaben von Kraus über die P.e des Schwarzathals. Lossen neigte dazu, »die massigeren Kerne der Porphyroide des Thüringer Waldes für mehr weniger metamorphosirte alte Eruptivgesteine« anzusehen (1883).

Streng berichtete von Schieferporphyroiden mit Abdrücken von Petrefacten aus der Umgegend des Hausbergs im ö. Taunus, welche zwischen normalen Grauwackegesteinen eingelagert sind, ohne Verbindung mit einem Eruptivgestein, von Herm. Credner wurden dieselben als feldspathführende Phyllite bezeichnet (Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 734). Auch die Vorkommnisse von devonischem »Porphyroidschiefer« von Niederneisen und Klingenmühle in Nassau scheinen mehr phyllitisch zu sein (feldspathführende Phyllite), als es mit dem Begriff Porphyroid verträglich ist. Zu den P.en werden noch einige der früher Feldspathgrauwacke genannten Gesteine gestellt (Gegend von Diez, unterhalb Laurenburg, oberhalb Balduinstein); nach E. Kayser gehört hierher der petrefactenreiche Pelecypodenschiefer (Pterineenschiefer, Aviculaschiefer) von Singhofen (Jahrb. preuss. g. Landes-Anst. f. 1885. LVII).

Aus Nordamerika, aus dem Landstrich zwischen Superior- und Michigan-See, vom Bekuenesek-Fall am Menomonee-Fluss beschrieb Herm. Credner »Schieferporphyroide«, welche aber hier der huronischen Formation angehören und zwischen zwei Diabaslagern auftreten, die ihrerseits zwischen Chloritschiefer und kieseligem Talkschiefer eingeschaltet sind. Die Porphyroide mit ausgeschiedenem Orthoklas und Quarz sind bald nur schwach schieferig, bald sehr dünnschieferig, wobei die Schieferigkeit durch linienstarke Lamellen von Feldspath und Quarz hervorgebracht wird, welche getrennt werden durch Beschläge von Paragonit (die Natur des Glimmers als Natronglimmer ist wohl nicht zweifellos festgestellt). — Aus dem w. Nevada berichtet King, dass die Schichten der triassischen Koipato-Gruppe, welche im Indian Cañon (West Humboldt Range) in grosser Mächtigkeit aus Thonen, kieseligen Thonen und Quarziten bestehen, nach dem Buena Vista Cañon zu »become gradually metamorphosed, until they finally pass into a porphyroid which in situ and in hand specimens remarkably resembles an erupted felsite-porphyry«. In vollendetster Ausbildung besteht das Gestein aus einer schwarzen, purpurrothen, grauen, grünen, braunen »true microfelsitic groundmass«, worin bisweilen völlig entwickelte Krystalle von Quarz, Orthoklas, Plagioklas liegen; Glimmerblättchen und Magnetitkörnchen sind auch vorhanden. Im Horizont mergeliger Gesteine habe die Metamorphose calcitreiche Porphyroide hervorgebracht.

Lossen, über Porphyroide, namentlich des Harzes: Z. geol. Ges. XXI. 1869. 281 ff. — ebendas. XXVI. 1874. 892 ff. — ebendas. XXVII. 1875. 967 ff. — ebendas. XXXI. 1879. 441. — Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1881. 230. — Sitzgsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Berlin 1883. Nr. 9. 155.
Richter, thüringische Porphyroide. Programm d. Realschule u. s. w. zu Saalfeld. 1871; exc. N. Jahrb. f. Min. 1871. 766.
Loretz, Thüringen, Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1881. 230.
Kraus, Die Porphyroide des Schwarzathals. Inaug.-Dissertation, Jena 1885.
Mügge, Lennegebiet, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 1893. 641.
Pichler, P. von Fieberbrunn im Pillersee, Tirol, N. Jahrb. f. Min. 1875. 930.
Herm. Credner, Schieferporphyroid vom Menomonee-Fluss, Nordamerika, N. Jahrb. f. Min. 1870. 970.
King, Porphyroid aus dem Buena Vista Cañon, Nevada. U. S. geolog. exploration of the 40. Parallel. Vol. I. Systematic Geology 1878. 268.

Eisenglimmerschiefer.

Der Eisenglimmerschiefer ist ein körnig-schieferiges Gemenge von lamellarem Eisenglanz und Quarz. Der Eisenglimmer stellt sich entweder als schwarze, stark glänzende isolirte Blätter oder als zusammenhängende schuppige Häute dar und erzeugt durch seine parallele Lagerung die Schieferung. Der Quarz bildet meistens einzelne Körner von graulich weisser Farbe, zuweilen aber auch zusammenhängende körnige Lagen zwischen dem Eisenglimmer. Auf dem Querbruch erscheint das Gestein daher dann schwarz und weiss punktirt oder gestreift. Der Eisenglimmer herrscht meistens vor und verdrängt bisweilen makroskopisch den Quarz gänzlich. — Von accessorischen Gemengtheilen sind zu erwähnen: Gediegen Gold, namentlich in den brasilianischen Bergwerksrevieren von Cottas altas und Cocaes; Eisenkies; Talk. Schichtung ist immer deutlich vorhanden. Als Hauptlagerorte sind bekannt:

Das alte Schiefergebirge von Brasilien, wo er zwischen Thonschiefer und Itacolumit mächtige Schichtensysteme von weit ausgedehnter Verbreitung bildet, namentlich bei Itabira, Antonio Pereira. Auch im nordamerikanischen Staat Südcarolina tritt in Verbindung mit dem Itacolumit abermals Eisenglimmerschiefer auf, welchen Lieber untersuchte. Coquand fand ein dem brasilianischen ähnliches Gestein am Berge de la Sauvette bei Collobrières (Dép. Var), welches zwischen Hornblendeschiefer und Talkschiefer eingelagert ist. Nach v. Eschwege erscheint er auch in der portugiesischen Provinz Traz-oz-Montes in der Gegend von Villa de Moz, wo ebenfalls Itacolumit verbreitet ist.

Am südlichen Fuss des Soonwaldes zwischen Gebroth und Winterburg kommt gleichfalls ein charakteristischer Eisenglimmerschiefer vor, welchen Schmidt 1813 entdeckte und Nöggerath später beschrieb; er besteht aus dunkeleisenschwarzem, stark glänzendem Eisenglimmer und graulichweissem, kleinkörnigem Quarz in bald körnig-schuppigem, bald körnig-streifigem Gefüge und bildet mehrere Lager im Sericitglimmerschiefer oder Sericitphyllit; spec. Gew. 3,19—3,32 (nach Lossen).

v. Eschwege, Beiträge z. Gebirgskunde Brasiliens. Berlin 1832; auch Geognostisches Gemälde v. Brasilien, Weimar 1822. — Heusser und Claraz, Z. geol. Ges. XI. 1859. 448.
Lieber, Report on the geolog. survey of South-Carolina 1856. 1858. 1859; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1860. 853.
Coquand, Bull. soc. géol. (2) VI. 1849. 291.
v. Eschwege, Nachrichten aus Portugal und dessen Colonien. Braunschweig 1820. 31 und 192.
Nöggerath in Karsten's u. v. Dechen's Archiv XVI. 1842. 515; vgl. auch C. Lossen, Z. geol. Ges. XIX. 1867. 614.

Itabirit ist ein körnig-schieferiges, oft aber auch ganz dichtes Gestein, aus Eisenglanz oder Eisenglimmer, Magnetit und Quarzkörnern bestehend. Accessorisch treten darin auf gediegen Gold, Talk, Chlorit, Strahlstein. Es scheint nicht viel anderes als ein sehr eisenreicher Eisenglimmerschiefer zu sein. Mit Itacolumit und Eisenglimmerschiefer verbunden bildet der Itabirit eine an 1000 Fuss mächtige, zum Theil deutlich geschichtete Ablagerung an der Serra da Piedada bei Sabara in Brasilien, wo der Pic von Itabira daraus besteht. Zu Pulver zerfallen heisst das Gestein

Jacotinga. Sehr ähnlich den brasilianischen sind nach Sterry Hunt mächtige Lager im Silur bei Sutton in Canada (Catalogue of Canadian rocks, Londoner Ausstellung 1862). O. Lenz fand violettrothen Itabirit, aus Quarz, Eisenglanz, Eisenglimmer und Magnetit zusammengesetzt und mit weissen Quarzstreifen abwechselnd, in bedeutender Schichtenmächtigkeit im Okande-Lande, in der Region der Stromschnellen des Ogowe (Westafrika); Verh. geol. R.-Anst. 1878. 168. — Was Gümbel Itabirit von dem Tacquah-Hügel an der afrikanischen Goldküste nennt, scheint mehr ein Quarzschiefer mit Eisenglanzkörnchen zu sein, mit Muscovitschüppchen auf den Schieferungsflächen, Titaneisen und feinvertheiltem Gold (Sitzgsber. Münchener Akad. 1882. 183).

Eine sehr mächtige Verbreitung des Itabirits (Eisenglimmerschiefers) lehrte Vogt aus dem norwegischen Nordland kennen, wo das Gestein in der wohl cambrischen »Tromsö-Glimmerschiefer-Marmorgruppe« auftritt; in Ranen erstreckt sich das Feld über eine Länge von 35—40 km; beim Hofe Dunderland ist der Schiefer ca. 20—25 m mächtig; vorwaltend enthält er Eisenglanz oder Eisenglimmer mit wenig, nur ganz ausnahmsweise überwiegendem Magnetit, dabei Quarz mit etwas Hornblende, Biotit, Granat, Epidot, Feldspath, ganz wenig Calcit, Titanit u. s. w., überall ungefähr 1 % Apatit (Salten og Ranen, Kristiania 1891. 215).

Rotheisenstein (und Eisenglanz).

Blutroth, kirschroth bis bräunlichroth als Rotheisenstein mit blutrothem Strich. Härte = 3—5; spec. Gew. = 4,5—4,9. Eisenschwarz bis dunkelstahlgrau, mit Metallglanz als Eisenglanz. Härte = 5,5—6,5; spec. Gew. = 5,2; v. d. L. unschmelzbar. Ist im reinsten Zustande Eisenoxyd (Fe_2O_3) mit 70 Eisen und 30 Sauerstoff; enthält aber meistens auch etwas SiO_2, bisweilen Spuren von Mn_2O_3 und Al_2O_3. Mit Thon verunreinigt bildet er den thonigen Rotheisenstein. Man unterscheidet noch faserigen Rotheisenstein (rothen Glaskopf), dichten Rotheisenstein, und erdigen oder ockerigen Rotheisenstein.

Rotheisenstein bildet stock-, gang- und lagerförmige Gebirgsglieder, meist nur in den älteren Formationen; so Lager in den Glimmerschiefern Oberschlesiens (nach v. Oeynhausen), bei Bergstadt, Eisenberg, Klein-Mora und Würbenthal in den Thälern der Oppa und Mora; die Rotheisensteinlager besitzen eine bald quarzige, bald chloritschiefer- oder hornblendeschieferartige Hauptmasse und führen ausserdem noch Magnetit, Eisenkies, Eisenspath, Zinkblende, Bleiglanz, Strahlstein, Granat, Epidot, Kalkspath. Rotheisensteinlager im Glimmerschiefer von Prakendorf zwischen Einsiedel und Göllnitz in Ungarn beschreibt Beudant. — Die mächtigen Eisenglanzlagerstätten von Elba wurden von Krantz, später von vom Rath untersucht. Die Eisenglanz- und Rotheisensteinmasse von Rio marina mit ihrem ungeheuren Tagebau ruht auf chloritisch-quarzigen Schiefern und wird von Kalkstein bedeckt; dieselbe nimmt annähernd einen unregelmässig ellipsoidischen Raum ein mit vielen ausgebuchteten Rändern, dessen grösste, nach NNW. gerichtete Axe 1500 m misst, während die Breite durchschnittlich 500 m beträgt, und zieht sich vom Strande bei Rio bis zu einer Höhe von etwa 200 m hinauf. Bei Rio Albano und Terra nera bildet der Eisenglanz Gänge im Talkschiefer und breitet sich über ihm lagerartig in einer Mächtigkeit von 30—100 Fuss aus; die Gänge senden zahlreiche Verästelungen aus und umschliessen Bruchstücke des Nebengesteins. Der vielverzweigte Magneteisengang, welcher am Capo Calamita durch körnigen Kalkstein vom Meer aus emporsteigt, besteht in der Höhe, wo er sich über den Kalkstein ausbreitet, an der Cava

delle Franeesche, vorherrschend aus Eisenglanz (Rotheisen) und Lievrit. Die bedeutenden Lager von feinkörnigem, in dichten Rotheisenstein übergehendem Eisenglanz, welche der Glimmerschiefer von El Pedroso in der Provinz Sevilla enthält, wurden von F. Roemer untersucht; eines der Lager ist 4 bis 5 m mächtig und lässt sich 600 m weit verfolgen. Colossal ist der 662 Fuss über der Ebene sich erhebende Eisenberg Pilot Knob bei Fredericton im Staat Missouri, welcher nach Raphael Pumpelly aus Porphyr, Porphyrconglomerat und Schichten von hartem Rotheisenstein besteht. Über die mächtigen vorsilurischen Lager von verschieden geartetem Rotheisenstein in der »Oberen Halbinsel« von Michigan berichtete H. Credner sehr ausführlich, wie auch J. D. Whitney über die Eisenglanzlagerstätten am Lake Superior; nach R. D. Irving seien die oxydischen Erze, wie Pseudomorphosen nach Rhomboëdern erweisen, aus Carbonaten hervorgegangen und hänge die Stärke der Umwandlung von dem Maass der Störung der Lagerungsverhältnisse ab.

Von den Rotheisensteinen des Übergangsgebirges werden ausser den zahlreichen oolithischen Rotheisensteinen des eifeler Devons und des böhmischen Silurs, über welche letztere Feistmantel Mittheilungen machte, erwähnt die Lager und Stöcke von Brilon und Giershagen in Westphalen (nach v. Dechen und Castendyck ein 3 Meilen langer Zug von Lagern, welche hauptsächlich auf der Grenze von Grünsteinporphyren und Schiefer oder Kalkstein erscheinen), von Aumenau, Weilburg und Dillenburg in Nassau (vergesellschaftet mit Grünsteinen, Schalsteinen und Kalksteinen), von Elbingerode, Hütterode, Rübeland am Harz, wo sich dieselbe eigenthümliche Association wiederholt. Im Kohlenkalk Englands lagern, wie u. A. Wedding hervorhebt, ungeheure Rotheisensteinmassen in den Districten von Whitehaven und Ulverstone westlich von den Kohlenfeldern von Durham und Northumberland. Aus anderen Steinkohlenterrains verdienen die Rotheisensteine Belgiens und die des pfälzisch-saarbrückenschen Kohlengebirges (von St. Ingbert, Spiessen und Schiffweiler) angeführt zu werden. — In höheren Formationen finden sich Rotheisensteine nur sehr untergeordnet.

Bei der St. Pauls-Bay in Canada erscheint in rutilführendem Syenit ein 90 Fuss mächtiges Lager von Titaneisen (Dana's Manual of geology 1854. 141).

Krantz, Karsten's u. v. Dechen's Archiv XV.
G. vom Rath, Verh. d. nat. Ver. d. pr. Rh. u. Westph. 10. October 1864; Z. geol. Ges. XXII. 1870. 701.
F. Roemer, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 65.
R. Pumpelly, Geological survey of Missouri, New-York 1873.
H. Credner, Z. geol. Ges. XXI. 1869. 541.
J. D. Whitney, Amer. journ. of sc. (2) XXII. 1856. 38.
R. D. Irving, ebendas. (3) XXXII. 1886. 255.
C. Feistmantel, Abhandl. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 6. Folge. Bd. VIII.
v. Dechen in Karsten's u. v. Dechen's Archiv, Bd. XIX.
Castendyck, Z. geol. Ges. VII. 1855. 253.
Wedding, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1863. 123.
Kimball, Eisenglanzvorkommen von Santiago auf Cuba, Amer. journ. sc. XXVIII. 1884. 416.

Brauneisenstein (Limonit).

Nelkenbraun bis schwärzlichbraun und ockergelb, mit ockergelbem und gelbbraunem Strich. Härte = 5—5,5; spec. Gew. = 3,4—3,95. Gibt beim Erhitzen Wasser und färbt sich roth. Ist wesentlich $(Fe_2)_2O_3[OH]_6$. nach der

älteren Schreibweise $2Fe_2O_3 + 3H_2O$, ein Eisenhydroxyd mit 85,56 Eisenoxyd und 14,44 Wasser; gewöhnlich ist auch etwas Mn_2O_3 und SiO_2 zugegen, welche beim Auflösen meist gallertartig zurückbleibt, also wohl mit einem Theil des Eisens ein Silicat bildet. Man unterscheidet faserigen, dichten und erdigen oder ockerigen Brauneisenstein, auch thonigen Brauneisenstein, den mit Thon gemengten. Er bildet Ablagerungen, hier und da von nicht unbedeutender Mächtigkeit im Gebiete verschiedener Formationen. In sehr vielen Fällen ist er ein Umwandlungsproduct des Eisenspaths: mächtige Eisenspathstöcke sind bis zu grosser Tiefe vollständig zu Brauneisenstein metamorphosirt (vgl. S. 581). In anderen Fällen ist dieses Erz in deutlicher Weise aus einer Umwandlung von Eisenkies im Laufe der Zeit hervorgegangen.

Die Kalksteinlager in den Gneissen, Glimmerschiefern und Phylliten sind sehr häufig, namentlich im Hangenden von Brauneisensteinlagern begleitet. Nach Naumann finden sich letztere verknüpft mit den zu den sächsischen Phylliten gehörigen Kalksteinlagern von Auerswalde, Soppen, Burkhardswalde, Groitzsch, Schmiedewalde; mit den Kalksteinen im Glimmerschiefer des Fichtelgebirges von Arzberg, Sinnatengrün und Thiersheim. Dieselbe Association mit Brauneisenstein erwähnt G. Rose von den uralischen Kalksteinen bei Gornoschit, Tschaikowsky von denen um Jekaterinburg. Zum Theil in Brauneisenstein umgewandelte Eisenspathablagerungen (vgl. diese) begleiten die Kalksteine in den Glimmerschiefern Kärntens. Auch finden sich selbständige Brauneisensteinlager in den krystallinischen Schiefern, z. B. im Glimmerschiefer von Scheibenberg in Sachsen (Grube Vater Abraham).

Reich an Brauneisensteinlagern, -Stöcken und -Gängen ist das Devon z. B. bei Grund, Rübeland, Elbingerode auf dem Harz, im Vogtland, im Siegener Lande, in Westphalen, auf dem Westerwalde, dem Hunsrück; vielfach in den Pyrenäen und den baskischen Provinzen (Plinius hist. nat. XXXIV. 43). Auch im Carbon kennt man Brauneisensteinstöcke und -Lager, in Belgien, in Russland (s. vom Onegasee und am Donetz), in Nordamerika (an der Grenze des Ohio-Kohlenfeldes).

Aus der Liasformation erwähnt Zeuschner mächtige Flötze von Brauneisenstein in der Tatra der Karpathen, z. B. bei Magora im Thale Jaworynka, am Berge Tomanowa polska (Sitzgsber. Wien. Akad. XIX. 1856. 141). Thoneisensteine gewinnen nach v. Oeynhausen und v. Carnall eine ausserordentlich grosse Verbreitung in Oberschlesien und dem s.w. Polen, wo sie z. Th. die untere Etage der dortigen Juraformation bilden, z. Th. tertiären Alters sind (Z. geol. Ges. VII. 1855. 301 und IX. 1857. 19). Die norddeutsche Kreideformation enthält ebenfalls Brauneisensteine; dem Cenoman gehört das stellenweise 29 m mächtige, meist aus Brauneisenstein bestehende Erzlager von Amberg in der Oberpfalz an. Vielorts im Tertiär.

Hier sind auch die Raseneisensteine oder Wiesenerze, Morasterze, Sumpferze, Seeerze (bog iron ores, morass ores, minérais de fer d'alluvions) zu erwähnen. Diese meist etwas porösen, schwammähnlich durchlöcherten fettglänzenden Massen von dunkelgelblichbrauner bis pechschwarzer Farbe und geringer Härte enthalten 20—60% Fe_2O_3, gewöhnlich auch etwas Mn_2O_3 und FeO, H_2O in unbestimmten Mengen (7—30%), SiO_2 als gelatinirendes, basisch kieselsaures Eisenoxyd, Verunreinigungen durch beigemengten Sand, durch Thon, Kalk, Magnesia, Phosphorsäure (bis zu 10%), organische Beimengungen aus dem Pflanzenreich, meist auch kleine Mengen von Quellsäure, ferner wohl von Quellsatzsäure, Ulminsäure, Huminsäure.

I. Raseneisenstein aus Schleswig (Pfaff).
II. von Auer bei Moritzburg (Bischof).
III. von Leipzig (Erdmann).
IV. Durchschnitt von 30 Analysen schwedischer Seeerze (Svanberg; noch 0,19 MgO).

	I.	II.	III.	IV.
Eisenoxyd	62,92	67,46	51,10	62,57
Manganoxyd	4,18	3,19		5,58
Kieselsäure	8,12	7,00	9,20	12,64
Phosphorsäure	3,44	0,67	10,99	0,48
Schwefelsäure	—	3,07	—	0,07
Thonerde	4,60	—	0,41	3,58
Kalk	—	0,90	—	1,37
Wasser	18,40	17,00	28,80	13,53
	101,66	99,29	100,50	99,82

Die Bildung der Raseneisensteine ist ein noch jetzt vor sich gehender Process; dem lockeren eisenhaltigen Sand und Thon wird nach G. Bischof durch die Wurzeln der Pflanzen das Eisenoxyd entzogen, welches sie zu Oxydul reduciren; die Kohlensäure und Quellsäure des atmosphaerischen Wassers bemächtigen sich des Oxyduls, welches sie ohne Beihülfe der Pflanzen als Oxyd nicht aufzulösen vermocht hätten und führen es weg in Niederungen, wo das Wasser stagnirt, das Eisen durch den Sauerstoff der Luft sich wieder oxydirt und niederfällt. Phosphorsäure aus faulenden Organismen verbindet sich häufig damit. Nebenbei bewirken auch gewisse Diatomeen, namentlich Gaillonella ferruginea, die Ausscheidung des Eisens. Über die stets fortdauernde Raseneisensteinbildung vgl. Daubrée, Comptes rendus XX. 1775. Die grosse nordeuropäische Niederung, Holland, das Münsterland, die Niederlausitz, Mark Brandenburg, Mecklenburg, Pommern, Preussen, Polen, Russland, die Seen von Schweden sind reich an diesem jugendlichen Gebilde, welches sich unter Moor- und Wiesengrund als meist wenig mächtige, aber weithin ausgedehnte Ablagerung vorfindet, bisweilen wechselnd mit Schichten von Sand und Torf. — Eine ausführliche und werthvolle Abhandlung über die Seeerze von F. M. Stapff findet sich in Z. geol. Ges. XVIII. 1866. 86, wo auch deren Bildungsweise eingehend erläutert ist; vgl. noch Senft, Die Humus-, Torf-, Marsch- und Limonitbildungen, Leipzig 1862; A. W. Cronquist, Stockh. geol. Fören. Förhandl. V. 402. — Nach Hj. Sjögren liegen der Bildung der See- und Sumpferze complicirtere Vorgänge zu Grunde: Pflanzentheile, verwesend bei unvollständigem oder mangelndem Luftzutritt, liefern durch Abgabe von H und O als Wasser kohlenstoffreichere Verbindungen, welche durch die in den Pflanzen schon vorhandenen Alkalien oder durch das aus dem N derselben sich bildende Ammoniak in sog. Humussäuren übergeführt werden, wobei den umgebenden Mineralstoffen O entzogen wird. Dadurch wird aus Fe_2O_3 und Fe_3O_4 dann FeO gebildet, welches mit den Humussäuren und Ammoniak lösliche Doppelsalze liefert; diese gehen durch Luft in kohlensaure Salze über, aus denen sich dann Eisenoxydhydrat abscheidet. Letzteres wird beim Tiefersinken wieder reducirt und zu Doppelsalzen gebunden, so lange die Bildung von Humussäuren und Ammoniak auf dem Boden der Torfmoore vor sich geht. Erst nach Beendigung dieses Processes findet endgültige Eisenausscheidung statt. Auch Kohlensäure und gelöste Carbonate greifen Eisenoxydulverbindungen an und lösen sie zu Bicarbonaten. Humussaure Eisenlösungen oxydiren sich in unlösliche quell- und quellsatzsaure Verbindungen und diese oxydiren sich weiter in Carbonat, welches Hydroxyd ausfällt (ebendas. XIII. 1891. 373).

Eisenoolith.

(Eisenrogenstein, oolithisches Eisenerz, pulverförmiges Rotheisenerz.)

Der Eisenoolith schliesst sich eng an Rotheisenstein und thonigen Brauneisenstein an, von denen er nur eine Varietät darstellt. Dieses Eisenerz besteht aus kleinen, hauptsächlich dunkelkastanienbraun oder dunkelroth gefärbten, gerundeten Körnern von Thoneisenstein und Rotheisenstein. Die Körner sind meistens denen des feinen Schiesspulvers ähnlich, linsenförmig oder durch gegenseitigen Druck planconvex und concavconvex, und bilden entweder selbständig ein Aggregat oder liegen in einer meist jedoch sehr zurücktretenden sandig-kalkigen, mergeligen oder thonigen Masse. Die Körner des Eisenooliths aus dem braunen Jura Schwabens sind nach Schuler aus einer festeren glänzenden Schale und einem lockeren thonigen Kern zusammengesetzt. Ihr spec. Gewicht beträgt 2,68. Durch Behandlung mit HCl kann man manchmal ein schaliges Skelett von Kieselsäure bloslegen. Organische Überreste, Acephalen, Gastropoden, Cephalopoden finden sich häufig und oft in grosser Menge in den Eisenoolithen. Bourgeat wies (Comptes rendus CX. 1890. 1085) nach, dass sich in Eisenoolithen des oberen und unteren braunen Jura in Lothringen, aus den Dépp. der Isère und des Jura nach der Ätzung an den Körnern das Gerüst von Bryozoen und kleinen Polypen erkennen lässt, ähnlich wie bei gewissen Kalkoolithen.

Der Eisenoolith bildet selbständige Lager im Bereich der Sedimentärformationen; er erscheint zwar schon in den ältesten derselben, tritt aber in besonderer Häufigkeit und Mächtigkeit in der Lias- und Juraformation auf.

An mehreren Punkten in dem böhmischen Silur kennt man Lager von oolithischem Eisenerz, z. B. bei Zbirow im Brdy-Walde, ebenfalls im Silur des Staates New-York in den Grafschaften Herkimer und Oneida. Nach Steininger finden sich Lager von oolithischem Rotheisenerz in der Eifel auf der Grenze zwischen der devonischen Grauwacke und den eingelagerten Kalksteinmulden, z. B. zu Dollendorf, Blankenheim, Keldenich, Zingsheim. In den Liassandsteinen und -Schieferthonen sind Flötze von oolithischem Eisenerz eingelagert bei Helmstedt in Braunschweig, bei Sommerschenburg, Rottorf, Calefeld und Echte.

Bedeutend grössere Entwickelung erlangen die Eisenoolithe in der Formation des braunen Jura, deren thonige Sandsteine, Thone und Schieferthone in fast charakteristischer Weise von solchen flötzförmigen und stockförmigen Erzlagerstätten begleitet werden. Bei Aalen und Wasseralfingen in Württemberg treten z. B. 5 Lager auf, davon das unterste 7 Fuss mächtig ist. — Nach Bluhme kommen im südlichsten Theile von Luxemburg in der Gegend von Rümlingen, Esch, Belvaux und Differdange im unteren braunen Jura 3 Lager oolithischen Eisenerzes von 3—4,5 m Mächtigkeit vor, während w. davon der ganze untere Mergel des braunen Jura so von oolithischen Eisenerz-Bänken durchzogen wird, dass die ganze Bildung eigentlich als ein mächtiges 18—22 m starkes Lager zu betrachten ist; diese Ablagerungen setzen etwas minder mächtig auch nach Lothringen und Frankreich hinein. Zufolge van Werveke ist der Eisengehalt wahrscheinlich zum grösseren Theil als $2Fe_2O_3 + 3H_2O$, vielleicht auch als Gemenge verschiedener Hydrate vorhanden. Die Oolithe messen im Durchschnitt wohl eher unter als über $\frac{1}{4}$ mm: im Dünnschliff zeigen dieselben einen con-

centrisch schaligen Bau, grössere haben mitunter zwei Centren. Sie sind eingelagert in einer kalkigen Grundmasse, welche zum Theil aus an Ort und Stelle ausgeschiedenem Calcit in unregelmässig eckigen Körnchen, z. Th. aus Fragmenten von Muschelschalen besteht; in dieser Grundmasse kommen ausserdem rundliche Quarzkörnchen mit reichlichen Flüssigkeitseinschlüssen vor. Die Kieselsäure der Analysen (8—33%) ist theils als solcher Quarz, theils als Skelett der Oolithkörner vorhanden, welches beim Behandeln mit HCl von schaligem Bau zurückbleibt. Die Grundmasse des »grauen Lagers« besteht neben Kalk aus einem u. d. M. gründurchsichtigen Mineral, welches die Oolithe unmittelbar umschliesst und wahrscheinlich als kieselsaures Eisenoxydul (Thuringit, Cronstedtit, Chamosit) zu deuten ist. Nicht gerade selten sind sowohl die Oolithe als dies grüne Mineral in Magnetit umgewandelt. — An Körnern lothringischer Eisenoolithe, die durch Salzsäure und Königswasser gebleicht und durchscheinend gemacht waren, beobachtete Bleicher mineralische Kerne, wahrscheinlich Quarzkörner, umgeben von concentrischen Hüllen, deren Substanz durch eine wässerige Lösung von Anilinviolett schnell gefärbt wird. Heisse Natronlauge zerstört die Hüllen, die aus Kieselsäure und 5% flüchtiger (organischer) Substanz zu bestehen scheinen. Starke Vergrösserung lasse in den Hüllen gleichgerichtete (?) Stäbchen von 0,01—0,012 mm wahrnehmen, die als Bacterien gedeutet werden. Dieselbe Structur sollen auch z. B. die Eisenoolithkörner von Wasseralfingen, von Orschweiler und Minwersheim-Lauw im Elsass besitzen (Comptes rendus CXIV. 1892. 590).

Auch im englischen und russischen braunen Jura sind zahlreiche Eisenoolithvorkommnisse bekannt; andere erscheinen mehrorts in der Kreideformation. Als Beispiele sind nach Naumann die der Neocombildung des Dép. der oberen Marne (zahlreiche Flötze, von Sommevoire über Vassy und Eurville bis Narcy sich hinziehend) und die des oberen Grünsands im Dép. der Oise anzuführen.

Lipold, Böhmen. Jahrb. geol. R.-Anst. XIII. 1863. 339; auch Feistmantel, Abhandl. d. k. böhm. Ges. d. W. 6. Folge. Bd. VIII.

Steininger, Eifel, Geogn. Beschr. d. Eifel. Trier 1853. 10.

Hoffmann, im norddeutsch. Lias. Leipzig 1830. Übers. d. orogr. u. geogn. Verh. vom n.w. Deutschland. 447.

Schuler, im schwäbischen braunen Jura, in Württemb. naturw. Jahreshefte 1857. 56; auch Quenstedt, Das Flötzgebirge Württembergs S. 297.

Bluhme, Luxemburg u. Lothringen, Corresp.-Bl. d. n. Ver. d. pr. Rh. u. W. 1873. 45. — van Werveke, Erläuter. z. geol. Übersichtskarte d. südl. Hälfte v. Luxemburg, Strassburg 1887. — Giesler, Zeitschr. f. Berg-, H.- u. Sal.-W. d. preuss. Staates. XXIII. 1875. 9.

H. Smyth, ool. Eisenerze bei Clinton, New-York, Am. journ. sc. XLII. 1892. 487.

Doch bestehen keineswegs alle sog. oolithischen Eisenerze vorwiegend aus Eisenhydroxyden, sondern gewisse derselben aus Mineralien, welche zur Chloritgruppe zu gehören scheinen, und gleichwohl an dieser Stelle Erwähnung finden mögen. 1820 bezeichnete Berthier als Chamosit (oder Chamoisit) oolithische grünlichschwarze Körner, welche durch Carbonate vorwiegend von Kalk cämentirt, einen Stock im Kalkschiefer (vom Alter des Oxfords) im Chamosonthal bei Ardon im Wallis bilden; die Zusammensetzung suchte er festzustellen, indem er von der Bauschanalyse des ganzen Erzgesteins die Carbonate abzog; die von ihm erhaltene Silicatzusammensetzung kann aber nicht die richtige sein, weil ihm unbekannt war, dass die Oolithkörner des Chamosits mit mikroskopischem Magnetit vermengt sind. Wegen der Ähnlichkeit des Aussehens hat man später auch

andere Eisenerze (und zwar die Oolithkörner sammt dem Cäment) Chamosit genannt. Bořicky erhielt bei der Analyse der reinen Körner aus dem oolithischen Eisenerz im Silur von Chrustenic in Böhmen: 25,60 SiO_2, 18,72 Al_2O_3, 42,31 FeO, 2,13 MgO, 11,24 H_2O, was er durch die Formel 3 RO, Al_2O_3, 2 SiO_2 + 3 H_2O ausdrückte. — Bei Schmiedefeld unweit Saalfeld erscheint ein durch Eisenspath cämentirtes untersilurisches oolithisches Eisenerz; die Oolithe bestehen zufolge Loretz aus einem »chloritähnlichen Mineral«, vermengt mit Eisenspath und Titaneisen; die chloritähnliche Substanz der Oolithe ergibt für sich rein ca. 27—29 SiO_2, 13—17 Al_2O_3, 4—6 Fe_2O_3, 39—42 FeO, 13—10 H_2O. — Das oolithische Eisenerz des obersten braunen Jura in dem Kessel zwischen den beiden Windgellen im Canton Uri, braun oder grauschwarz, besteht nach C. Schmidt zum grössten Theil aus elliptischen, plattgedrückten, höchstens 2 mm grossen Oolithkörnern, daneben aus einem Cäment, welches ein Gemenge von Carbonaten mit Körnchen von Roth- und Brauneisen sowie netzförmigen derben Massen von Magnetit darstellt; ausserdem finden sich in grosser Menge stark glänzende, bis 1 mm grosse Magnetitoktaëder. Die Oolithkörner selbst werden u. d. M. aus einem intensiv hellgrünen, deutlich dichroitischen Mineral, dessen Blättchen den Umrissen folgen, und meist zurücktretenden Segmenten von Magnetitschalen gebildet; befreit von Magnetit lieferte das grüne Silicat: 21,84 SiO_2, 19,66 Al_2O_3, 37,57 FeO, 0,57 CaO, 4,65 MgO, 12,71 H_2O, was ebenfalls auf die oben stehende Formel von Bořicky führt, nur dass $3\frac{1}{2}$ Mol. H_2O vorhanden sind. Diese Substanzen scheinen sich von dem Cronstedtit 3 FeO, Fe_2O_3, 2 SiO_2 + 4 H_2O wesentlich nur dadurch zu unterscheiden, dass letzterer keine Thonerde, blos Eisenoxyd enthält, während der Thuringit zwischen ihnen und dem Cronstedtit stehen dürfte.

Hin und wieder werden in dem alten Schiefergebirge Bänke vorwiegend aus frisch olivengrünem, derbem, schuppigem, feinkörnig-blätterigem oder concentrischschaligem Thuringit zusammengesetzt; die chemische Analyse dieser durch HCl unter Hinterlassung von Kieselgallert zersetzbaren Substanz liefert 22 bis 23,7 SiO_2, 16 bis 17 Al_2O_3, 14 bis 15 F_2O_3, 33 FeO, nebst etwas MgO und MnO, 10 bis 11 H_2O, welcher Zusammensetzung die Formel 4 RO, 2 R_2O_3, 3 SiO_2 + 4 H_2O entspricht; Loretz fand auch einen Gehalt von 0,78 P_2O_5. U. d. M. ist der Thuringit ein mikrokrystallines Aggregat höchst feiner Blättchen und Schüppchen, welche etwa 0,02—0,03 mm breit und 0,001—0,002 mm dick sein mögen, ganz schwach dichroitisch, etwa zwischen blassbläulichgrün und mehr gelblichgrün. Im Untersilur des s.ö. Thüringer Waldes, namentlich an dessen Basis über den cambrischen Phycodenschiefern, dann aber auch in einem höheren Niveau desselben finden sich (nie über $1\frac{1}{2}$ m messende) Lagen von solchem Thuringit (Thuringitoolith, Thuringitschiefer), bisweilen mit Magnetit gemengt, oft in Rotheisen oder Eisenkies umgewandelt (Liebe). Im Fichtelgebirge wird magnetitführender Thuringitschiefer als Eisenerz gewonnen; er dürfte den Schluss der cambrischen, vielleicht die Basis der silurischen Formation bilden; im Leuchtholz unfern Hirschberg hält er zahllose Steinkerne von Orthis (Gümbel). — Über die Stellung, welche diese Substanzen in der Chloritgruppe Tschermak's einnehmen, vgl. dessen Abhandlung in Sitzgsber. Wien. Akad. C. 1. Abth. Februar 1891.

Berthier, Annales des mines V. 1820. 393.
Bořicky, Sitzgsber. Wiener Akad. Bd. 59. 1869. I. 599.

Loretz, Jahrb. pr. geol. Landesanst. f. 1884. 133.
C. Schmidt, Zeitschr. f. Krystall. XI. 1886. 597; vgl. auch N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1886. 493; Anhang z. XXV. Lief. d. Beitr. zur geol. K. d. Schweiz, Bern 1891. 69.
Liebe, Abhandl. zur geolog. Specialkarte v. Preussen u. s. w. V. 1884. 410.

Bohnerz.

Das eigentliche Bohnerz bildet erbsen- und bohnenförmige Kugeln von einer Linie bis zu zwei Zoll, meistens von einem halben Zoll Durchmesser, welche aus schmutzig olivengrünem bis ockergelbem, thon- und kieselhaltigem Brauneisenstein bestehen. Die Structur der Körner ist concentrisch-schalig, so dass beim Zerschlagen sich immer kleinere Kügelchen mit glänzender Oberfläche herauslösen. Im Mittelpunkt findet sich zuweilen ein Sandkorn, zuweilen ein kleiner eisenhaltiger Thonkern. Die Körner sind meistens durch eisenschüssigen Thon oder Quarzsand verbunden. Kugeln von Jaspis und Hornstein, nuss- bis kopfgross, sind an manchen Punkten charakteristische accessorische Bestandtheile solcher Bohnerzmassen, in denen auch Säugethierreste in grosser Anzahl gefunden werden.

Analysen von Bohnerz. I. von Heuberg bei Kandern in Baden. II. von Kandern. III. vom Altinger Stollen bei Kandern, sämmtlich von Schenk, Ann. d. Chem. u. Pharm. XC. 123.

	I.	II.	III.
Kieselsäure	5,80	13,04	11,80
Thonerde	6,86	5,88	7,47
Eisenoxyd	75,51	70,46	68,70
Wasser	12.99	11.12	11.55
	101,16	100,50	99,52

Auch Schill gab Analysen von badischen Bohnerzen in G. Leonhard's Mineralien Badens. 2. Aufl. 1855. 30; vgl. N. Jahrb. f. Miner. 1855. 445. Die von Liptingen enthielten 30,64 SiO_2, 57,32 Fe_2O_3, 12,70 H_2O. A. Müller fand in dem Bohnerz von der Grube Eschwege bei Gebhardtshagen in Braunschweig 7,9 SiO_2, 8,5 Al_2O_3, 67,8 Fe_2O_3, 2,8 CaO, 0,8 MgO, 0,7 MnO, 0,3 K_2O, 2,3 Phosphorsäure, 0,1 Arsensäure, 0,1 Vanadinsäure, 10,3 H_2O, Spuren von Cr, Mo und Cu (Journ. f. pr. Chemie LVII. 124 und LX. 63). Auch die württembergischen Bohnerze enthalten Vanadin (die vom Staatswald Hardt gegen 0,03 Vanadinsäure), Phosphorsäure und Arsensäure. Bodemann erhielt in Bohnerzen von Steinlade und Haverloh unweit Goslar einen geringen Vanadin- und Chromgehalt (Poggend. Ann. LV. 1842. 633) und früher schon hatten Walchner und Berthier Spuren von Titan in Bohnerzen nachgewiesen. Acht Bohnerze aus dem Dép. der Haute-Saône wurden von Druot untersucht (Ann. des mines (4) I. 689); vgl. auch über das vanadinhaltige Bohnerz von der Bartelszeche bei Salzgitter, Böttger im Journ. f. pr. Chemie XC. 33.

Während die meisten Bohnerze nur kugelig struirte, mit Thon vermengte Brauneisenerze sind, gibt Walchner an, dass diejenigen von Kandern in Baden (in denen er 21 SiO_2 und 9 Al_2O_3 fand) beim Auflösen die Kieselsäure gallertartig abscheiden, was auf die Gegenwart eines Eisenoxydsilicats deuten würde; Schenk

und Weltzien erhielten dagegen auch bei Behandlung dieser Bohnerze keine Kieselsäuregallert.

Diese Bohnerze treten grösstentheils nur im Gebiet des weissen Jura auf; sie bilden bald flötzartige Ablagerungen im Grunde der Kalkmulden dieser Formation, bald füllen sie Klüfte und Spalten oder trichterartige Vertiefungen darin aus, meistens von sandigen und eisenschüssigen Thonen begleitet. Doch sind sie selbst kein Glied der Juraformation, sondern ihre Bildung gehört einer viel späteren Zeit, wahrscheinlich der Tertiärperiode an.

Ausgedehnte Bohnerzablagerungen kennt man vielorts, namentlich im s. Deutschland, der n.w. Schweiz und dem ö. Frankreich. In Baden: im Breisgau in den Umgebungen von Kandern, bei Schliengen und Auggen; die Mächtigkeit der einzelnen, auf Korallenkalk lagernden Flötze ist 4—6 Fuss, sie sind von kirschrothem Kugeljaspis begleitet; im Hegau bei Zippingen, Heudorf unweit Mosskirch; die Bohnerzablagerung von Hendorf, 3 Fuss mächtig, scheint den eingeschlossenen Zahnresten zufolge mittelmiocän zu sein. In Württemberg an und auf der schwäbischen Alb bei Frohnstetten (eine beckenartige Vertiefung ausfüllend mit vielen oligocänen Knochen und Zähnen), Vöhringsdorf, Schweien, Salmendingen, am Heuberg bei Tuttlingen.

Im Schweizer Jura im Thal von Delémont, bei Seprais, Courroux u. s. w.; bei Egerkinden im Canton Solothurn; am Berg Mormont bei La Sarraz im Canton Waadt, worüber Merian, Gressly, Quiquerez berichteten (vgl. auch Studer, Geol. d. Schweiz II. 271). Nach M. de Tribolet sind die Bohnerze in Neuchâtel und Waadt meist an Risse und Klüfte der unteren Kreideformation (Neocom und Urgon) gebunden (Soc. d. sc. nat. de Neuchâtel, 1877. 24). Im französischen Jura in den Dépp. der obern Saône, der Franche Comté, der Isère (z. B. bei Bourgoin). Thirria beschrieb die Bohnerzablagerungen der Franche Comté und von Berry ausführlich in den Ann. des mines (4) XIX. 49; im Auszug Karsten's u. v. Dechen's Archiv XXV. 1853. 543. Bei Blansko in Mähren treten ähnliche Bohnerzablagernngen in und über den Sandsteinen des weissen Jura auf. In den oberjurassischen Kalken am Rand der Pedretter Hochebene n. von Steyerdorf im Banat fand U. Schlönbach die Spalten mit einem losen oder verfestigten Geröll ausgefüllt, an welchem sich reichlich Bohnerzkörnchen betheiligten (Verh. geol. R.-Anst. 1869. 271). Auch im Gebiet der Kreide finden sich noch einige Bohnerzablagerungen. Auf dem rheinhessischen Tertiärplateau liegen Bohnerze unmittelbar auf tertiären Kalksteinen, bedeckt von Dammerde oder Lehmboden.

Was die Bildung dieser Bohnerze anbetrifft, so ist es höchst wahrscheinlich, dass sie Absätze von Mineralquellen sind, welche Eisenoxydul-, Manganoxydul- und Kalkcarbonat, Kieselsäure und Thonerde enthielten; die Bohnerze stimmen in ihrer Structur ganz mit den Erbsensteinen, den Producten der heissen Quellen von Karlsbad überein. In die Klüfte und Einsenkungen, in welchen die Quellen ausflossen, ward zugleich durch Bäche Thon und Schlamm eingeführt. Das ursprünglich abgesetzt gewesene kohlensaure Eisenoxydul wandelte sich im Lauf der Zeit in Eisenoxydhydrat um. Vgl. auch noch über Bohnerzbildung Levallois im Bull. soc. géol. (2) XXVIII. 1871. 183. Nach Deffner sollen dagegen die Bohnerze grösstentheils durch eine Umwandlung aus Eisenkies entstanden, ursprünglich aber vom Meer an Küstengegenden abgesetzt sein. Tecklenburg denkt sich die rheinhessischen Bohnerze durch einen sehr complicirten Process (dessen Detail man im Excerpt im N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 51 nachlesen mag) entstanden: eisenoxydulbicarbonathaltige Gewässer aus schwach eisenhaltigem Kalkstein stammend, drangen in tiefere Kalk-

steinschichten ein, erzeugten, den Kalk lösend, kleine luftgefüllte Hohlräume, welche mit Eisenoxydhydrat gefüllt wurden; diese Ansätze zu den Bohnen wuchsen weiter, indem die bei jener Oxydhydratbildung freiwerdende Kohlensäure den umgebenden Kalk gleichzeitig weglöste. — Nach Renevier und de la Harpe sind am Lac Celaire (Dent du Midi) die Kügelchen der Bohnerze platt gequetscht und in Magnetit umgewandelt (Heim, Mechan. d. Gebirgsbildung 1878. II. 98).

Ausser diesen im Vorstehenden betrachteten concentrisch-schaligen Bohnerzen gibt es noch andere, auf welche wohl zuerst Stelzner bei dem localen oberflächlichen Auftreten auf dem ganz isolirt dastehenden Dolomitberge der Villacher Alpe (oder Dobratsch) die Aufmerksamkeit lenkte. Die Bohnen haben hier durchgängig die Form von abgerundeten Geröllen mit einer wie polirt glänzenden Oberfläche und bestehen aus derbem compactem Brauneisen ohne jede Andeutung einer concentrisch-schaligen oder radialfaserigen Structur. Die rothbraune Erde, in welcher die bis 2 cm langen Bohnen liegen, enthält noch grössere Körner von Magnetit, zu Brauneisen pseudomorphosirte Eisenkieswürfelchen, bis haselnussgrosse Granaten, zahlreiche scharfeckige Splitterchen und Kryställchen von Quarz, Hornblende, Epidot, Chloritschuppen, vereinzelte Magnetite, Rutile, Zirkone, Turmaline. Angesichts dieser Verhältnisse hält Stelzner es mit Recht für wahrscheinlich, dass diese Bohnerzlagerstätten als eigenthümliche, unter Mitwirkung glacialer Processe entstandene Seifenablagerungen aufzufassen sind. — Vielleicht hat es eine ähnliche Bewandtniss mit den auf Dachsteinkalk und Dolomit lagernden Bohnerzen vom Rosseck-Sattel und Dürrnstein südl. von Lunz, wo nach v. Foullon der begleitende Sand aus geschiebeartig abgerolltem Quarz und zersetztem Feldspath, kleineren Körnern von Granat und Magnetit, sowie Zirkon und Rutil besteht und wahrscheinlich »von der Desaggregation und partiellen Zersetzung krystallinischer Gesteine herstammt«.

Denkbar ist mit Stelzner noch die weitere Bildungsweise der Bohnerze, dass sich etwa in dem thonig eisenschüssigen Verwitterungsrückstand aus Kalksteinen das Eisenoxyd nach Art der Lösskindel zu Concretionen zusammengeballt habe.

C. Deffner, Württemb. naturw. Jahreshefte XV. Jahrgang 1859. 258—314. Auch »Zur Erklärung der Bohnerzgebilde«, Stuttgart 1859. Auszug im N. Jahrb. f. Min. 1861. 599.

Tecklenburg, Bohnerze in Rheinhessen, Z. f. Berg-, Hütt.- u. Sal.-Wesen im pr. St. 1881. XXIX. 211.

Stelzner, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 317.

v. Foullon, Verh. geol. R.-Anst. 1887. 219.

Stache, B. am Monte Promina, Dalmatien, ebendas. 1886. 385.

Eisenspath.

(Spatheisenstein, Siderit, Sphaerosiderit, Eisenkalk, Stahlstein, Spathose iron, Fer oxydaté carbonaté.)

Das Eisenspath-Gestein ist ein grob- bis feinkörniges Aggregat von Eisenspath, mit gelblichweisser, grauer oder gelblichbrauner Farbe, welche an der Luft allmählich sich zu braun oder schwarz verdunkelt; spec. Gew. 3,7—3,9.

Die Eisenspathe sind in ihrer reinsten Form kohlensaures Eisenoxydul, $FeCO_3$, mit 37,92 Kohlensäure und 62,08 Eisenoxydul, meistens aber treten zu der vorwiegenden Substanz in wechselnden Mengen die isomorphen Carbonate von Mn, Mg und Ca. Der körnige Eisenspath zeigt deutlich die rhomboëdrische Spaltbarkeit der zusammensetzenden Individuen; im frischen Zustand besitzen die Spaltungsflächen irisirenden oder perlmutterartigen Glasglanz. In mächtigen Eisenspathstöcken wird oft die Structur vollständig marmorartig. Erst im gepulverten Zustand löst er sich leicht in Säuren auf. Eisenkies, Kupferkies, Eisenglanz und andere Erze sind nicht selten in dem Eisenspathgestein eingesprengt.

Im Lauf der Zeit wandelt sich der Eisenspath in Brauneisenstein um; diese Metamorphose geht wie im kleinen, so auch im grossartigsten Maassstab vor sich, sehr mächtige Eisenspathablagerungen bestehen bis zu grosser Tiefe aus Brauneisenstein, welcher um so dunkler ist, je mehr $MnCO_3$ der Eisenspath enthielt. Hauptsächlich ist es das atmosphaerische Wasser, welches sich gegen die Kohlensäure austauscht, wobei zugleich FeO in Fe_2O_3 umgewandelt wird; weil die Aufnahme von O und H_2O weniger beträgt als der Verlust von CO_2, ist der entstandene Brauneisenstein porös. Für manche, vollständig aus Brauneisenstein bestehende Lagerstätten ist es höchst wahrscheinlich, dass sie vermittels einer solchen Metamorphose aus Eisenspath hervorgegangen sind.

Der Eisenspath bildet untergeordnete Einlagerungen von oft ansehnlicher Ausdehnung zwischen geschichteten Gesteinen, Gänge und stockförmige Massen, welche zum Theil sehr bedeutende Dimensionen besitzen und meistens im Gebiet älterer Formationen erscheinen.

Mit den Kalksteinen, welche in den Glimmerschiefern Kärntens mächtige Einlagerungen bilden, sind grosse linsenförmige Eisenspathlager eng verknüpft, welche nach oben zu die deutlichste Umwandlung in Brauneisenstein zeigen; sie ziehen aus der Gegend von Friesach am Olsabach über Hüttenberg und Lölling, wo sie die grösste Mächtigkeit erlangen, bis über Wolfsberg im Lavantthal hinaus und auf ihnen beruht die so blühende kärntnerische Eisenindustrie (v. Morlot in Haidinger's Ber. üb. Mitth. v. Freund. d. Naturw. II. 84. Wieland, ebend. V. 225; namentlich F. Seeland im Jahrb. geol. R.-Anst. 1876. 49); auch die mächtigste Eisenerzlagerstätte der Karpathenländer, die aus Eisenspath und Brauneisenstein bestehende von Gyalar bei Vajda Hunyad in Siebenbürgen findet sich mit Kalkstein im krystallinischen Schiefer (vgl. noch S. 286).

Der colossale Erzberg bei Eisenerz in Steiermark, welcher 2600 Fuss über die Thalsohle aufragend, fast ganz aus Eisenspath besteht, gehört dem Silur an, wie nach F. v. Hauer wahrscheinlich alle übrigen von Neukirchen bis gegen Hall in Tirol fortziehenden Eisenspathstöcke (Sitzgsber. Wien. Akad. 1850. 275; vgl. über diese Lagerstätte noch A. v. Miller in Tunner's Berg- u. hüttenm. Jahrb. VII. 233 und Stur im Jahrb. geol. R.-Anst. XV. 267). In der Devonformation bei Müsen unweit Siegen in Westphalen liegt der mächtige Eisenspathstock des Stahlbergs.

Zwischen den Zechstein-Dolomiten am s. Gehänge des Thüringer Waldes bildet der Eisenspath mächtige Lagerstätten auf der Mommel bei Liebenstein und am Stahlberg bei Schmalkalden (Senft).

Thoniger Sphaerosiderit (besser nach Kenngott Thoniger Siderit oder nach Naumann Pelosiderit). So nennt man einen feinkörnigen bis dichten Eisen-

spath, welcher innig und in ganz schwankenden Verhältnissen mit Thon gemengt ist. Die Farbe ist grau in verschiedenen Nuancen, gelblich, röthlichbraun, das spec. Gew. beträgt nur 3,0—3,5. Bei der Behandlung mit Säuren tritt mehr oder minder stark und schnell Brausen ein und es bleibt ein verschieden grosser Rückstand von Thon. — Die Sphaerosiderit-Concretionen sind manchmal manganreich: so enthalten die im Kohlenkalk von Martignes (Rhône-Départ.) eingeschlossenen Nieren fast 10 %, die im sandigen Thon bei Chailland (Dép. Mayenne) vorkommenden bis über 7 % $MnCO_3$.

Der thonige Sphaerosiderit kommt auf zwei verschiedene Weisen vor: er bildet erstlich rundliche, eiförmige oder linsenförmige Nieren, deren Durchmesser oft mehrere Fuss beträgt. Nach Art der Septarien (I. 506) sind sie im Inneren sehr häufig zerborsten und diese Klüfte erscheinen alsdann manchmal mit krystallisirten Mineralien überkleidet, mit Kalkspath, Braunspath, Eisenspath, Quarz, Schwerspath, Eisenkies, Bleiglanz, Zinkblende. Das Innere schliesst gar nicht selten organische Reste (von Pflanzen, Fischen, Sauriern oder auch Koprolithen) vorzüglich als Abdrücke ein, und solche Sphaerosideritnieren spalten alsdann meist sehr gut nach der Fläche ihrer grössten Ausdehnung, weil der Abdruck fast immer in derselben Ebene liegt. Es ist wohl kaum zweifelhaft, dass diese Nieren echte Concretionen sind und dass der im Inneren befindliche organische Überrest es war, wodurch aus dem umgebenden Gestein $FeCO_3$ concentrirt und abgeschieden wurde. Die Nieren des Sphaerosiderits liegen meist im Schieferthon; sie sind nur sehr selten vereinzelt vertheilt, gewöhnlich in grosser Menge zusammengehäuft und zwar so, dass sie in verschiedenen Ebenen mehr oder weniger dicht nebeneinanderliegen, dass also gewissermassen Flötze gebildet werden, die aus isolirten Nieren bestehen. Nebenbei bildet der Sphaerosiderit stetige und zusammenhängende Lager, welche oft in bedeutender Anzahl über einander vorkommen und durch Schieferthonschichten von einander getrennt werden. In dem unteren Rothliegenden des Saar-Rheingebiets (Lebacher Schichten) auf der Südseite des Hunsrücks lagert so Sphaerosiderit in mildem Schieferthon als dünne Flötze von 1—8 cm Stärke, welche sich in einer Schichtenfolge von 10—17 m 30—50 mal wiederholen; zwischen ihnen liegen elliptische Nieren desselben Sphaerosiderits, bis 26 cm lang, 8 cm dick. Nicht selten ist die Erscheinung, dass die aus einzelnen Nieren bestehenden Flötze durch Grösserwerden der Nieren und durch seitliches Verfliessen derselben in regelmässige und zusammenhängende Flötze übergehen.

Die Hauptablagerung der Sphaerosiderite ist im Steinkohlengebirge und zwar meistens oberhalb der Kohlenflötze in dem das Hangende bildenden Schieferthon. So enthält das Zwickauer Kohlenbassin Sph.c. In England namentlich im Steinkohlengebiet von Südwales, in Frankreich in dem Bassin des Aveyron und von St. Etienne. Eigenthümlich ist die sehr geringe Verbreitung oder das gänzliche Fehlen der Sph.e in einigen Steinkohlengebieten, während sie in anderen so massenhaft auftreten. Die reichen Sph.e in dem Saarbrücken'schen Kohlenbassin (vgl. darüb. z. B. Warmholz in Karsten's Archiv X. 1837. 411), bei Otzenhausen, Braunhausen, Birfeld, Börschweiler, Lebach u. s. w. gehören der oberen Etage des unteren

Rothliegenden an. Auch in den Mergelschiefern, in den Sandsteinen und Schieferthonen des Lias kommen Nieren von Sph., manchmal in reichlicher Anzahl vor. Die Braunkohlenformation in der Umgegend von Bonn n. und n.ö. vom Siebengebirge (Dambroich, Hardt, Stieldorf) und auf der linken Rheinseite (Friesdorf, Lannesdorf, Witterschlick) enthält ebenfalls Sph.c, theils als stetig ausgedehnte Flötze von ansehnlicher Mächtigkeit, theils als platte Nieren von beträchtlichen Dimensionen; vgl. v. Dechen, Geogn. Führ. in das Siebengeb. 308. Bei Bilin in Böhmen, im Cyrenenthon am Dachsbau bei Winkel u. a. O. im Rheingau. — Die stengelig abgesonderten Thoneisensteine der böhmischen Braunkohlenformation sind durch Einwirkung von Kohlenbränden auf Sph. entstanden; vgl. Hohenegger in Haidinger's Ber. üb. Mitth. v. Freunden der Naturw. III. 142.

Kohleneisenstein (Blackband der Engländer) nannte Schnabel ein schwarzes mattes bis schimmerndes dickschieferiges Gestein, welches ein inniges Gemenge von Sphaerosiderit mit 12—35% Kohle, verunreinigt durch Thon, Mergel oder Sand darstellt. In verschiedenen Etagen der westphälischen Steinkohlenformation, weniger in deren hangenden, als in deren liegenden Partieen bildet dieses für die Eisengewinnung ausgezeichnete Erz bis $2\frac{1}{2}$ Fuss mächtige Flötze, so im W. auf den Zechen Altstaden, Roland und Wiesche, im O. bei Aplerbeck, im S. bei Sprockhövel, im N. bei Gelsenkirchen; bedeutendere Mächtigkeit erlangt es in den englischen und zumal den schottischen Steinkohlengebieten. Aus Niederschlesien erwähnt Roth (Erl. z. geol. K. Niederschlesiens. 1867. 332) Blackband von der Rudolphsgrube bei Volpersdorf und der Emilie-Annagrube bei Gablau. In einigen Blackbandflötzen Westphalens, bei Herzkamp, Kirchhörde, Hiddinghausen kommt Phosphorit in 1—10 cm starken Lagen vor.

Kohleneisenstein I. von der Grube Friederike bei Bochum (sp. G. 2,197) nach Schnabel. II. von der Grube Schürbank und Charlottenburg (sp. G. 2,33). III. ebendaher mit dem sp. G. 2,94.

	I.	II.	III.
Eisenoxyd	7,46	7,09	7,77
Kohlensaures Eisenoxydul	47,24	35,30	69,99
» Manganoxydul	—	—	0,78
» Magnesia	4,40	1,57	3,67
» Kalk	—	0,41	—
Schwefelsaurer Kalk	—	0,64	—
Kieselsäure	0,81	20,23	1,92
Thonerde	—	8,67	0,52
Kalk	—	0,68	0,14
Magnesia	—	0,35	0,13
Kohle	35,34	20,07	11,76
Wasser	4,14	5,09	3,01
	99,39	100,10	99,69

G. Bischof ist der Ansicht, »dass diese Kohleneisensteine aus einem an Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat sehr reichen und mit vegetabilischem Detritus gemengten Absatz entstanden sind«; durch Reduction und Kohlensäurebildung ging alsdann das Eisenoxyd in kohlensaures Eisenoxydul über; für einen solchen Reductionsprocess spreche das zum Theil noch vorhandene Eisenoxyd, welches gewiss kein

Oxydationsproduct des kohlensauren Eisenoxyduls sei. Bäumler denkt sich, wohl richtiger, den Blackband in der Weise entstanden, dass während der Bildung der Kohlenflötze an einigen Punkten eisenoxydulbicarbonathaltige Säuerlinge sich in das Wasser ergossen, wobei alsdann das Carbonat niedergeschlagen und seine Oxydation durch die in Menge vorhandenen pflanzlichen Reste verhindert worden sei; das Eisenoxyd finde sich meist nur in geringen Mengen und dürfte blos einer höheren Oxydation am Ausgehenden und an den verschiedenen, von Atmosphaerilien durchzogenen Klüften seinen Ursprung verdanken.

Vgl. Schnabel über Kohleneisenstein, Poggend. Ann. LXXX. 1850. 441. Verh. d. naturh. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westph. VII. 909.

G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. (2. Aufl.) II. 143.

Nöggerath, Jahrb. geol. R.-Anst. 1852.

v. Dechen, Orogr.-geogn. Übers. des Regierungsbez. Düsseldorf. Iserlohn 1864. 169.

Bäumler, Verh. naturh. Ver. pr. Rh. u. W. XXVII. 1870. 180.

Kieseligen Sphaerosiderit nennt Naumann die eigenthümlichen feinsandsteinähnlichen Gesteine, welche wesentlich aus manganhaltigem Sphaerosiderit und Quarzsand bestehen und in der Fucoidenformation der bayerischen Voralpen zwischen Traunstein und Sonthofen einen versteinerungsreichen Lagerzug bilden, der als Eisenerz gewonnen wird (Geognosie I. 650).

Schafhäutl, N. Jahrb. f. Min. 1846. 664.

Magneteisenstein.

Der Magneteisenstein ist ein körniges oder dichtes Aggregat von vorwiegendem Magnetit, von eisenschwarzer Farbe, schwarzem Strich, mehr oder weniger vollkommenem Metallglanz, stark magnetisch, oft polarisch. Härte = 5,5—6,5; spec. Gew. = 4,9—5,2. Gepulvert in Säure löslich; v. d. L. sehr schwer schmelzbar. Der reine Magnetit ist Eisenoxyduloxyd, $Fe(Fe_2)O_4$ oder $FeO + (Fe_2)O_3$ mit 68,97 Eisenoxyd und 31,01 Eisenoxydul, oder mit 72,41 Eisen und 27,59 Sauerstoff; bisweilen titanhaltig. Der Magneteisenstein ist aber nicht immer reines Magnetiterz, sondern häufig gemengt mit Eisenglanz, Chromit, Titaneisen, Eisenkies, Kupferkies, Chlorit, Quarz, Kalkspath, Hornblende, Augit, Granat, Epidot, Olivin, Feldspath. A. Knop gelangte bei der Untersuchung mehrerer Vorkommnisse von derbem Magneteisenstein u. d. M. zu dem Resultat, dass die einzelnen Körnchen nicht nur nicht krystallisirt, sondern auch kaum einigermassen regelmässig begrenzt seien, und dass andererseits selbst das als völlig rein und homogen geltende Magneteisen mancherlei fremde Substanzen, oft reichlich in sich enthalte; so besteht das sog. Magneteisen von Auerbach a. d. Bergstrasse zum Theil sogar vorwaltend aus braunem Granat, wozu noch wahrscheinlich Kalkspath kommt, während dasjenige von Askersund in Schweden ziemlich zur Hälfte aus grasgrüner Hornblende mit blumig-radialstrahligem Gefüge zusammengesetzt ist. Deutliche Crinoidenstielglieder wurden in dem granathaltigen Magneteisen vom Spitzenberg zwischen Altenau und Harzburg von Lossen gefunden, welcher in dieser Ablagerung das Product einer vom Granit ausgehenden Contactmetamorphose erblickt (Z. geol. Ges. 1877. 206). — Mehrfach ist das Magneteisen in Eisenoxyd (Martit) pseudomorphosirt.

Der Magneteisenstein bildet stockförmige Lager, oft von beträchtlicher Ausdehnung im Gneiss, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, körnigen Kalkstein. Der Gneiss der skandinavischen Halbinsel ist ausserordentlich reich an Magneteisensteinlagerstätten, von denen einige als ganze Magneteisenberge hervorragen. Diese sog. Stöcke sind oft von höchst unregelmässigen Umgrenzungen und sehr häufig durch Übergänge mit ihrem, ebenfalls Magnetit führenden Nebengestein verknüpft, weshalb sie denn wohl nur als eine gleichzeitig mit dem umgebenden Gestein gebildete locale Anhäufung von Magneteisenerz betrachtet werden können. Zahlreiche verschiedene Mineralien, von denen manche Krystalle die Eigenthümlichkeit der sog. geflossenen Oberfläche zeigen, stellen sich in den skandinavischen Magneteisenstöcken ein, welche zu den ergiebigsten Fundstellen seltener Mineralien gehören. Trümer und Adern von Kalkspath, von Feldspath, Streifen von Chlorit, Talk und Serpentin durchziehen diese Lagerstätten. — Gewisse Magneteisenlager werden als Producte des Contactmetamorphismus aufgefasst, wie denn z. B. Barrois berichtet, dass die innerhalb der Silurschiefer von Angers auftretenden Brauneisenlager durch den dortigen Granit theils zu Magneteisen- oder Rotheisenerz, theils zu Magneteisen mit Chamosit contactlich metamorphosirt wurden (Ann. soc. géol. du Nord 1884 (2) XII); vgl. auch Bd. II. 115.

Im Glimmerschiefer des Erzgebirges kennt man einige Magneteisensteinlager, so bei Ehrenfriedersdorf (Frauenberg und Krebsberg), wo dünne Lagen des Erzes von bald grobem bald feinem Korn mit einander wechseln und sich ein Gehalt an braunem und grünem Granat, Epidot, Strahlstein und Salit, ferner von etwas Zinkblende, von spärlichem Turmalin, Zinnstein, Eisenkies, Arsenkies, Kupferkies findet (Schalch, Sect. Geyer 1878. 33); bei Boden unfern Marienberg und bei Schönbrunn (mit etwas Chlorit und Epidot); bei Gross-Pöhla s.ö. von Schwarzenberg (mit Pyroxen, Strahlstein u. a. Mineralien); auf den Gruben Rother Adler bei Rittersgrün (mit schönen Umwandlungen des Magnetits in Martit, vgl. Schalch im N. Jahrb. f. Min. Beilageb. IV. 1885. 189) und St. Christoph bei Breitenbrunn. Das mit Granatfels und krystallinischem Kalkstein verbundene Magneteisenlager von Berggiesshübel in Sachsen bildet aber eine integrirende Bestandmasse der Silurformation und findet sich derart in einem durch den Granit von Markersbach contactmetamorphisch veränderten Areal eingelagert, dass Beck geneigt ist, zu glauben, es handle sich bei ihm um ein umgewandeltes Kalksteinlager (Sect. Berggiesshübel 1889. 60); vgl. auch Bd. II. 114. — Bei Engelsburg, ö. von Sorgenthal und Oberhals im Saazer Kreise in Böhmen, Lager im Gneiss mit Asbest, Kalkspath, Chlorit, Strahlstein, Serpentin, Epidot, Eisenkies. — Bei Schmiedeberg in Schlesien im Gneiss, im Glimmerschiefer des Banats und im Gneiss der s. Bukowina — Ein 6—8 m mächtiges Lager von körnigem Magneteisen, mit braunem Granat und grünem Epidot durchwachsen, beobachtete F. Roemer im Gneiss bei El Pedroso in der Provinz Sevilla. Die Lager der Montagnes des Maures im Dép. Var finden sich im Glimmerschiefer und sind stellenweise reich an dunkelm Granat und faserigem Grünerit.

Die berühmten Erzmassen von Arendal im s. Norwegen lagern im Gneiss und enthalten Kokkolith, Granat, Hornblende, Epidot, Quarz, Glimmer, Kalkspath. Die grossen Linsen von Dannemora, n. von Upsala in Schweden, sind den umgebenden Schichten von Hälleflinta, Kalkstein und Chloritschiefer conform eingebettet. Bei Schisshyttan in Dalarne ist an die Hälleflinta ein Lager gebunden, welches namentlich

aussen reich ist an Knebelit ($Fe_2SiO_4 + Mn_2SiO_4$), auch Mangangranat enthält. Lager von Bispberg und Garpenberg in Dalarne, von Norberg in Westmanland, die Persberger Gruben. In Norbotten unter 67°—68° n. B. liegt das Lager von Svappavara, von Kerunavara (8000 Fuss lang, 800 Fuss mächtig) und endlich das colossalste von allen, der Magneteisenberg Gellivara in der Luleå-Lappmark (16 000 Fuss lang, 8000 Fuss breit und ein paar tausend Fuss hoch). — Der berühmte 400 Fuss hohe Taberg bei Jönköping in Schweden, welcher im Gneiss hervortretend, früher als eine magneteisenerzreiche Grünsteinkuppe galt, besteht nach A. Sjögren aus einem ziemlich gleichmässigen Gemenge von Magnetit und frischem Olivin mit etwas Plagioklas (nebst accessorischem braunem Glimmer und Apatit); doch ist dieser Olivin-Magnetit zufolge Törnebohm eigentlich nur eine an Olivin und Magnetit sehr reiche Varietät des Hyperits (Norits), im centralen, richtungslos struirten Theil arm, im peripherischen schieferigen reich an Plagioklas, dessen dünne Tafeln unter sich und mit der Erzgrenze parallel liegen; hier treten bis 12 cm lange Plagioklase porphyrähnlich hervor. Norit mitsammt dem Erz bilden eine gewaltige linsenförmige Einlagerung im Granitgneiss. J. H. L. Vogt bezeichnet die Erzpartie direct als eine basische Aussonderung aus dem Norit.

Die colossalen Magneteisenberge des Urals sind angeblich mit sog. augitischen Grünsteinen verknüpft; die 280 Fuss hohe Wissókoja-Gorá westlich von Nischne-Tagilsk erhebt sich 1800 Fuss lang, 1500 Fuss breit, der 483 Fuss hohe Blagodat bei Kuschwinsk, der Katschkanar bei Nischne-Turinsk. Die Masse des von metamorphischen Schiefern, namentlich Chloritschiefer umgebenen Katschkanar besteht aus Augitporphyr, allenthalben durchsprenkelt von Magnetitkörnchen und durchsetzt von zahllosen Magneteisengängen und Serpentin. Nach G. N. Mayer soll an der Wissókaja-Gorá bei Mjedno-Rudjansk das Magneteisen nur oberflächlich vorkommen, während alles in grösserer Tiefe gewonnene Erz Eisenglanz, resp. Martit sei (Z. f. Kryst. VII. 1883. 206); insofern die letzteren Substanzen als aus dem Magneteisen durch Oxydation hervorgegangen betrachtet werden, läge hier allerdings eine sonderbare Vertheilung der primitiven und secundären Substanz vor.

Auch in Nordamerika sind vielorts Magneteisenlager in den Gneissen bekannt. Das von der Tilly Foster-Mine in Putnam Co., New-York, welches mit Chondrodit gemengt ist und auch noch Chlorit, Apatit, Enstatit, Dolomit, auf Klüften Serpentin, Flussspath und Brucit enthält, ist zufolge Dana merkwürdig wegen der hier auftretenden Umwandlungen, indem Dolomit in Serpentin, Brucit und Magneteisen, Chondrodit in Magneteisen und Serpentin pseudomorphosirt wurden. Die von Wadsworth beschriebene Magnetitlagerstätte von Cumberland in Rhode-Island, welche local eine an Plagioklas reiche Mengung von Magnetit mit Olivin darstellt, scheint eine Analogie zu dem schwedischen Taberg zu bieten. — Der 300 Fuss hohe Berg Cerro del Mercado bei Durango in Mexico besteht seiner ganzen Masse nach aus derbem Magneteisenerz, stellenweise mit Eisenglanz, Brauneisenstein, Thoneisenstein, etwas Quarz und Kalkspath gemengt. Klüfte und Drusenräume sind mit oktaëdrischen Krystallen bedeckt, die zuweilen 1 Zoll Durchmesser erreichen. Dieser Magneteisenberg erhebt sich aus Felsitporphyr, von dem sich Bruchstücke in dem Erz vorfinden. — Sehr bemerkenswerth sind die von Vielen, zuletzt ausführlich von G. vom Rath beschriebenen Magneteisenerzgänge im Kalkstein vom Capo Calamita auf Elba, deren Material wahrscheinlich aus Eisenglanz entstanden ist.

A. Knop, Structur u. Gemengtheile des M. in Studien über Stoffwandlungen im Mineralreich, Leipzig 1873. 121.

Lossen, M. in den albitreichen Gneissen des linksrheinischen Taunus, Z. geol. Ges. XIX. 1867. 612.

Jokély, M. des Saazer Kreises in Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. VIII. 1857. 587.

Wedding, M. von Schmiedeberg, Schlesien, Z. geol. Ges. XI. 1859. 406.
B. Walter, M. in der s. Bukowina, Jahrb. geol. R.-Anst. 1876. 391.
F. Roemer, M. von El Pedroso, Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 66.
Gruner, M. der Montagnes des Maures, Bull. soc. géol. (2) VI. 1849. 657.
Hausmann, M. von Skandinavien, Reise durch Skandinavien. Göttingen 1811—1818.
Daubrée, ebendar., Mém. sur les dépôts metallifères de la Suède et de la Norvège; auch Skandinaviens Erzlagerstätten, bearb. v. G. Leonhard, Stuttgart 1846.
Weibye, M. von Arendal, N. Jahrb. f. Min. 1847. 699.
Kjerulf und T. Dahll, M. von Arendal, N. Jahrb. f. Min. 1862. 557.
A. Erdmann, M. von Dannemora, N. Jahrb. f. Min. 1853. 67.
Sjögren, M. vom Taberg, Stockh. geol. Fören. Förhandl. III. 1876—77. 42.
Törnebohm, Erz vom Taberg, ebendas. V. 1880—81. 610.
J. H. L. Vogt, Erz vom Taberg, ebendas. XIII. 1891. 506.
Herrmann, M. des Urals, Mineral. Beschreib. des ural. Erzgebirges. Berlin 1789.
G. Rose, ebendar., Reise nach dem Ural I. 310. 342.
Murchison, ebendar., Geology of Russia 371. 379.
Zerrenner, ebendar., Z. geol. Ges. I. 1849. 478.
H. Müller, M. des Blagodat, Berg- u. Hüttenmänn. Ztg. XXV. Nr. 7. 54.
Kantkiewicz, M. des Katschkanar, N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 360.
J. D. Dana, M. der Tilly Foster-Mine, Amer. journ. of sc. (3) VIII. 1874. 371. 447.
Wadsworth, M. von Cumberland, Rhode-Island, Bull. Mus. compar. zoology, Harvard College, Geolog. series I. 183; Proceed. Boston soc. of nat. hist. XXI. 1881. 185.
E. Schleiden, M. von Durango, N. Jahrb. f. Min. 1839. 303.
G. vom Rath, M. von Elba, Z. geol. Ges. XXII. 1870. 716.

Catawbirit nannte Oskar Lieber ein oft sehr inniges Gemenge aus Talk und Magnetit, welches in Südcarolina vielfach verbreitet ist (Gangstudien von v. Cotta und H. Müller III. 353 und 359).

Der Chromeisenstein ist meistens mit Serpentin vergesellschaftet, Kraubat in Steiermark, Grochau und Silberberg in Schlesien, Shetlandsinsel Unst, Gassin im Dép. Var, Nordamerika. Vgl. Serpentin.

Kohlengesteine.

Die Kohlen sind unkrystallinische Gesteine, welche entweder fast gänzlich oder doch zum grössten Theil aus Kohlenstoff bestehen und daneben vorwiegend Wasserstoff und Sauerstoff enthalten. Sie sind daher auch brennbar und dunkel, braun oder schwarz gefärbt. Ihrer Bildungsweise nach besitzen sie sämmtlich organischen und zwar zumeist vegetabilischen Ursprung, entstanden durch einen Umwandlungsprocess, welchem pflanzliche Substanzen der Urwelt und Jetztwelt unterlegen sind; durch den mehr oder weniger weit fortgeschrittenen Zustand dieser Umwandlung, welche namentlich auf eine immer reinere Darstellung des Kohlenstoffs hinzielte, wird vorwiegend die verschiedene petrographische Ausbildung der Kohlengesteine hervorgebracht.

Die Gruppe dieser Kohlengesteine begreift den Anthracit, die Schwarzkohle oder Steinkohle, die Braunkohle und den Torf. Diese Reihenfolge ist derart, dass das erste Glied die an Kohlenstoff reichste Masse darbietet, während

bei den folgenden immer ein vorderes Glied stärker umgewandelte Pflanzensubstanz ist, bis zu dem Torf, welcher als jüngstes und noch jetzt erzeugtes Product die nur sehr wenig veränderte Pflanzensubstanz darstellt. An diese eigentlichen Kohlengesteine reihen sich als Anhänge Asphalt, Brandschiefer, Guano.

Anthracit (v. Haidinger).

(Glanzkohle; mineralische Holzkohle, Werner; harzlose Steinkohle, Mohs; Kohlenblende; Anthracite.)

Der Anthracit ist eine meist eisenschwarze bis graulichschwarze, auch sammetschwarze, glas- bis halbmetallisch glänzende, spröde Kohlenmasse, von muscheligem Bruch. Die Härte beträgt 2—2,5, das spec. Gew. 1,4—1,7, nach Geinitz im Mittel 1,579 (das schwerste und härteste unter allen Kohlengesteinen); bisweilen ist er bunt angelaufen, was von einer zarten Haut von Eisenoxydhydrat herrührt.

Chemisch besitzt der Anthracit unter allen eigentlichen Kohlenarten (also abgesehen von dem Graphit) den höchsten Kohlenstoffgehalt, meist über 90%, bis zu 96%, gegen welchen der Wasserstoff sehr zurücktritt, der Sauerstoff aber mitunter kaum in Spuren nachweisbar ist; auch Spuren von Stickstoff, nebenbei als Verunreiuigungen Kieselsäure, Thonerde und Eisenoxyd enthaltend. Der A. ist somit als eine umgewandelte Pflanzensubstanz zu betrachten, welche ihren Sauerstoff- und Wasserstoffgehalt fast vollständig eingebüsst hat, eine fast bitumenfreie Kohle, eine dichte Cokesmasse, auf natürlichem Wege erzeugt. Der A. schmilzt daher im Feuer nicht, verbrennt auch nur schwer und blos bei starkem Luftzuge, ohne merklichen Geruch nach Kohlenwasserstoffen (Bitumen), theils mit, theils ohne Flamme, und hinterlässt wechselnde Aschenmengen; er ist demzufolge auch weder zur Vergasung noch zur Vercokung benutzbar. Mitunter enthält er geringe Mengen von wahrscheinlich hygroskopischem Wasser. Kalilauge greift den A. nicht an, wird also auch durch ihn nicht braun gefärbt.

Regnault untersuchte verschiedene A.e (Journ. f. pract. Chemie XIII. 88; Lehrbuch der Chemie, übers. von Boedeker 1851. IV. 218):

	spec. Gew.	Kohlenst.	Wasserst.	Sauerst. und Stickst.	Asche
I. Pittville in Pennsylvanien	1,462	89,21	2,43	3,69	4,67
II. Dép. Mayenne, Frankreich	1,367	90,72	3,92	4,42	0,94
III. Swansea in Wales	1,348	91,29	3,33	4,80	1,58
IV. Herzogenrath bei Aachen .	1,343	90,20	4,18	3,37	2,25
V. Lamure, Dép. der Oise. .	1,362	88,54	1,67	5,22	4,57
VI. Macot, Tarentaise	1,919	70,51	0,92	2,10	26,47

Die berechnete Zusammensetzung der organischen Substanz ist nach Abzug der Asche:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kohlenstoff	93,59	91,58	92,76	92,28	92,78	95,90
Wasserstoff	2,55	3,96	3,38	4,28	1,75	1,25
Sauerstoff und Stickstoff .	3,86	4,46	3,86	3,44	5,47	2,85

Jacquelain untersuchte gleichfalls mehrere A.e von Swansea I, von Vizille im Dép. der Isère II, von Isère III, von Sablé im Dép. der Sarthe IV, und fand darin (Ann. de chim. et phys. 1840. 400; Journ. f. pract. Chem. XXII. 27):

	Kohlenst.	Wasserst.	Stickst.	Sauerst.	Asche
I.	90,58	3,60	0,29	3,81	1,72
II.	94,09	1,85	2,85	0,00	1,90
III.	94,00	1,49	0,58	0,00	4,00
IV.	87,22	2,49	2,31	1,08	6,90

W. R. Johnson fand in 13 nordamerikanischen A.en 75,08—90,75% C. L. Gmelin erhielt aus dem A. von Offenburg 7,07% Asche und 1,59 Wasser. Die Zusammensetzung der organischen Substanz des A. ergab 94,11 C, 3,46 H, 2,43 N und O (N. Jahrb. f. Min. 1836. 538). Karsten fand in westphälischen A.en von der Zeche Glücksburg bei Ibbenbüren 93,2 C, in solchen von der Zeche Silberbank 95,74 C (Unters. üb. d. kohl. Subst. d. Mineralr. 74). Ein von J. Percy untersuchter A. aus Pennsylvanien enthielt 92,59 C, 2,63 H, 1,61 O, 0,92 N, 2,25 Asche. A.e von Lay bei Régny im Dép. der Loire besitzen 25—30% Aschengehalt (Gruner, Bull. soc. géol. (3) I. 1873. 456). Storer fand im A. von Pennsylvanien Ammoniaksalze (Jahresber. Chemie f. 1876. 1155).

Bisweilen treten in dem Anthracit auf den Absonderungsflächen eigenthümliche concentrische kreisförmige Erhabenheiten, sog. Augen hervor, welche sich am besten mit Querschnitten der in Brettern eingeschlossenen Äste vergleichen lassen, ein Structurverhältniss, welches seiner Entstehung nach noch keine befriedigende Deutung erfahren hat; solcher sog. augenartiger A. findet sich nach Mietzsch z. B. schön in den carbonischen Anthraciten von Brandau im Erzgebirge. Über den Nachweis der im A. noch erhaltenen pflanzlichen Structur vgl. später. Accessorisch treten Eisenkies oder Sphaerosiderit in der Masse, Kalkspath oder Gyps auf Klüften auf. Im A. des Newcastler Beckens kommt im Hutton Seam bei Sentos Bleiglanz vor. Diadochit (Phosphoreisensinter) beobachtete Carnot als secundäre Bildung in den durch Abbau entstandenen Hohlräumen der Anthracitgruben von Peychagnard-Isère.

Da die Kohlensubstanz sich in den verschiedensten Stadien der Umwandlung aus der ursprünglichen Pflanzenmasse befindet, so ist es offenbar, dass sich zwischen den an Kohlenstoff reichsten Anthraciten und den an Kohlenstoff ärmeren Schwarz- oder Steinkohlen keine bestimmte Grenze ziehen lässt. Aus den oben mitgetheilten Analysen ist das Schwanken des Wasserstoff- und Sauerstoffgehalts innerhalb der A.e ersichtlich. In sehr vielen Fällen muss man dem äusseren Habitus und der chemischen Zusammensetzung nach unschlüssig bleiben, ob man eine Kohle zum Anthracit oder zur Steinkohle rechnen soll.

Dieser Übergang aus Steinkohle in Anthracit ist sehr häufig beobachtet worden: dieselbe Kohlenablagerung besteht manchmal an der einen Stelle aus Steinkohle, an der anderen aus A., je nachdem der Zersetzungs- oder Carbonisirungsprocess weniger oder mehr vorgeschritten ist. Insbesondere scheinen dislocirte Gebirgsverhältnisse die Anthracitbildung unterstützt zu haben. Dieselben Kohlenflötze, welche in Ost-Pennsylvanien, tektonisch gestört und gefaltet, aus A. gebildet werden, stellen sich in West-Pennsylvanien, wo die Faltungen zu-

rücktreten, als Steinkohle dar, worauf schon Rogers 1843 hinwies. Die Flötze des Kohlenbassins von Südwales sind an ihrem w. und n. Rande als A., an ihrem ö. und s. Rande als Steinkohle ausgebildet und besitzen in der Mitte Kohlen, welche rücksichtlich ihres Bitumengehalts zwischen echtem A. und echter Steinkohle schwanken.

In manchen Gesteinen, in Thonschiefern, Kieselschiefern, Kalksteinen, Grauwacken, im Kupferschiefer ist A. fein vertheilt und gibt hier das färbende Mittel ab, bisweilen auch bildet er in solchen Gesteinen einzelne grössere Nester, sowie ganze zusammenhängende Lager. Sodann erscheint der A. als Begleiter von fremdartigen Gesteins- und Erzlagerstätten, z. B. auf den Magnetitlagerstätten von Riddarhyttan in Schweden, auf den Rotheisensteinlagerstätten von Andreasberg, Lerbach u. a. O. im Harz. Zuweilen setzt der Anthracit selbständige gangähnliche Lagerstätten zusammen, z. B. im Alaunschiefer von Wetzelstein bei Saalfeld, oder er tritt als untergeordnete Masse in anderen Erz- oder Gesteinsgängen auf, z. B. auf den Silbererzgängen im Glimmerschiefer von Kongsberg, auf einem Rotheisensteingang bei Rehhübel zwischen Johanngeorgenstadt und Eibenstock in Sachsen (Krug v. Nidda in Karsten's Archiv VIII. 1835. 497), oder auf Quarzgängen im Thonschiefer, z. B. bei Wurzbach unfern Lobenstein im Vogtlande. Zufolge Schenck kommt in den Camdeboo-Bergen zwischen Beaufort West und Graff-Reinet in der grossen Karroo eine gangartig in den Karroo-Schichten aufsetzende anthracitische Kohle vor, welche fast reiner Kohlenstoff ist; vielleicht rühre dieselbe aus der Zersetzung kohlenstoffhaltiger Gase her, welche den liegenden Eccaschiefern entstammen (Z. geol. Ges. XL. 1888. 595).

Die bedeutendsten Anthracitvorkommnisse aber finden sich als zusammenhängende regelmässige Flötze, vollkommen analog den Steinkohlenflötzen; die Anthracitflötze wechsellagern wie diese mit dunkeln Schieferthonen und grauen Sandsteinen; bisweilen treten in einem Kohlenbassin sowohl Flötze von A. als von Steinkohle auf; dies ist z. B. nach Virlet d'Aoust der Fall im Kohlenbassin von Creuzot, wo mitten zwischen Steinkohlenflötzen Anthracitflötze lagern.

In der silurischen und devonischen Formation finden sich neben Steinkohlen auch Anthracite; die Kohlenablagerungen innerhalb dieser ältesten Formationen sind in den bis jetzt genauer durchforschten Ländern meist nicht sehr bedeutend, hier und da aber erscheinen dennoch Flötze von nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit; in der irischen Grafschaft Cork kennt man durch Weaver Anthracitflötze in der Übergangsformation; nach Harkness sind ziemlich ausgedehnte Anthracitflötze zwischen den silurischen graptolithenführenden Schieferthonen des s. Schottlands eingeschaltet. Die von Manchen, namentlich früher von Élie de Beaumont und Dufrénoy für devonisch gehaltenen Anthracitflötze und -Stöcke der Loiregegend (bei Chalonnes, Monzeil, Montrelais, Saint-Georges-Châtelaison u. a. O.) gehören wahrscheinlich der älteren Steinkohlenformation, dem Culm an. Dass die Anthracitbildung von San Pedro de Covo (ö. von Porto) in der Nähe von Vallongo in Portugal, welche sich mit Unterbrechungen s. bis nach Coimbra zieht, nicht wie Sharpe vermuthete dem Silur angehört, von dessen Schichten sie bedeckt wird, sondern dass sie als echt carbonische Bildung durch spätere Umstürzung in ihre jetzige Lage gekommen sei, dafür hat sich Murchison schon früher (Siluria 2. Aufl. 449, vgl. auch 4. Aufl. 419) ausgesprochen und Carlos Ribeiros hat dies später ausführlich nachgewiesen (vgl. Reiss im N. Jahrb. f. Min. 1862. 257).

In die eigentliche Steinkohlenformation fällt die Hauptverbreitung der A.e;

in den anthracitführenden Kohlenbassins ist, wie bereits früher erwähnt, mitunter dasselbe Flötz stellenweise als Steinkohle, stellenweise als A. ausgebildet, oder es wechseln einzelne Anthracitflötze mit Steinkohlenflötzen, oder in noch häufigeren Fällen ist ein ganzes System von Anthracitflötzen mit einem Steinkohlenflötzsystem verbunden, wobei in der Regel die A.e unten, die bitumenreicheren Steinkohlen zu oberst liegen, und sich eine Reihe von Mittelgliedern zwischen der einen und der anderen Kohle einstellt. Von den Vorkommnissen der Anthracitflötze seien nur diejenigen der Kohlengebiete von Südwales in England, von Mons und Lüttich in Belgien, von Brassac, Creuzot, Alais in Frankreich, vom Donetz in Südrussland, sowie die gewaltigen Anthracitablagerungen Pennsylvaniens und Ohios erwähnt. Noch grossartiger als die letzteren sind nach v. Richthofen die Anthracitgebiete der chinesischen Provinz Shansi, welche sich an eine krystallinische Gebirgskette anlegen, auf deren anderer Seite die Kohle als bitumenreichere Steinkohle ausgebildet ist (Verh. geol. R.-Anst. 1870. 244). Nach Stur gehört das 1—4 F. mächtige Anthracitflötz in den Schieferthonen n.ö. von Budweis in Böhmen der Dyas an und ist mit dem schon von früher her bekannten Anthracitvorkommen im Rothliegenden von Gewitsch in Mähren zu parallelisiren (Verh. geol. R.-Anst. 1872. 166). Über das zur Carbonformation gehörige kleine Anthracitbecken von Seui auf Sardinien mit einem 3,5 m mächtigen Hauptflötz vgl. vom Rath, Sitzgsber. niederrhein. Ges. 4. Juni 1883.

Das Gneiss- und Protogingebiet der Alpen enthält eine merkwürdige und lange räthselhaft gebliebene Anthracitbildung, welche, obschon sie scheinbar mit belemnitenführenden Schiefern der Liasformation innig verbunden ist, dennoch nicht dieser letzteren zugezählt werden darf, weil sie zahlreiche charakteristische und unzweifelhafte Pflanzenreste der eigentlichen Steinkohlenformation enthält. Auch fanden sich später echte Triasgesteine zwischen dem Lias und den Kohlen. »Man kennt diese wunderbare Ablagerung in den Alpen von Oisans bei Briançon an der Durance, sowie von dort aus weiter an der Romanche, in den Rousses, einem nördlich von der Romanche gelegenen Theile des Gebirges, vorzüglich aber in der Maurienne und Tarentaise (Petit-Coeur bei Moutiers), wo ihre Verhältnisse durch Élie de Beaumont, Sismonda, Scipion Gras, Fournet, Favre, Escher von der Linth u. a. ausgezeichnete Geologen sehr gründlich studirt worden sind, ohne dass es jedoch gelungen ist, alle Räthsel zu einer befriedigenden Lösung zu bringen. Aus der Tarentaise setzt sie über Beaufort, das Thal der Arve und zu beiden Seiten der Aiguilles rouges nach dem Rhône bis an den Fuss der Dent de Morcles; östlich von Anniviers, in Oberwallis und Graubünden verschwindet sie, um erst auf der Stangalpe in Steiermark wieder zu erscheinen« (Naumann, Geogn. II. 529). Die Schwierigkeit der Deutung beruhte namentlich darin, dass die Anthracitbildung der Tarentaise bald den Gneiss- und Protoginschichten regelmässig eingelagert, bald discordant aufgelagert ist; dass die Liasgesteine hier entschieden discordant über dem Gneiss und Anthracit liegen, während sich dort nicht nur krystallinische Schiefer, Anthracit und Liaskalk concordant gelagert finden, sondern über dem Liaskalk noch eine zweite mächtigere Anthracitablagerung einstellt. Bei Petit-Coeur liegen die Anthracite auf Lias, bei La Mure (Isère) darunter. Doch haben sich, worüber jetzt kaum ein Zweifel mehr besteht, durch eine Annahme von Dislocationen und Überstürzungen diese verwickelt und abnorm scheinenden Verhältnisse völlig befriedigend erklären lassen, so dass ein Widerspruch zwischen Fossilführung und Lagerungsniveau nicht mehr existirt. Am Bifertengräteli auf der Ostseite des Tödi hat Rothpletz in den Anthraciten, welche dort zwischen Gneiss und postcarbonischem sog. Verrucano lagern, eine carbonische Flora kennen gelehrt, welche mit der durch Heer aus dem Wallis und in den französischen Alpen beschriebenen genau überein-

stimmt. In den östlichen Alpen ist das Niveau des carbonischen Anthracits ebenfalls ganz normal.

Vgl. über diese Anthracitbildung:

Studer, N. Jahrb. f. Min. 1841. 236; 1846. 202 und 1850. 834, auch Geologie der Schweiz I. 80. 85. 91. 100. 356.

Oswald Heer, N. Jahrb. f. Min. 1850. 657.

Murchison, Qu. journ. geol. soc. VI. 1850. 16.

F. Rolle, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 363.

Scipion Gras, Bull. soc. géol. (1) X. 91 und (2) I. 690; N. Jahrb. f. Min. 1858. 375; 1859. 220.

Sismonda, N. Jahrb. f. Min. 1856. 70.

G. de Mortillet, N. Jahrb. f. Min. 1856. 66.

Lory, N. Jahrb. f. Min. 1860. 736; Bull. soc. géol. (2) XXII. 1865. 48.

Favre, L'histoire du terrain houiller des Alpes, vgl. Bull. soc. géol. (2) XXII. 1865. 59.

Pillet, Académie d. sciences de Savoie, Sitzg. 14. Decbr. 1871.

Heer, Flora fossilis Helvetiae, Zürich 1876.

Rothpletz, Die Steinkohlenformation u. d. Flora an d. Ostseite des Tödi 1880. Abh. schweiz. geol. Ges. VI.

Über die Erscheinung, dass Anthracit als Contactproduct aus der von einem Eruptivgestein durchbrochenen oder bedeckten Braunkohle in Folge eines Bitumenverlustes hervorgegangen ist, vgl. III. 116. 117; über den in analoger Weise durch natürliche Vercokung aus Steinkohle entstandenen A. s. II. 198.

Über den sog. Schungit s. I. 436.

Steinkohle.

(Schwarzkohle, Coal, Houille.)

Eine dichte oder schieferige, im Bruch meist muschelige, fettglänzende, sammetschwarze und pechschwarze Kohlenmasse mit schwarzem Strich. Sie besteht ebenfalls vorwaltend aus Kohlenstoff, zu welchem sich aber ein Bitumengehalt (Sauerstoff, Wasserstoff, Stickstoff) gesellt, der grösser ist, als ihn der Anthracit besitzt, geringer indessen als derjenige der Braunkohle. Im Allgemeinen liegt das äusserst schwankende Verhältniss der Bestandtheile zwischen 74 und 96% C, 3 bis 20% O, $\frac{1}{2}$ bis $5\frac{1}{2}$% H, bis $2\frac{1}{2}$% N, 1 bis 30% Asche. Die Härte der Steinkohle ist etwas geringer, als die des Anthracits, das spec. Gew. schwankt zwischen 1,2 und 1,5.

Die Steinkohle ist meist mehr oder weniger leicht entzündlich und verbrennt mit heller Flamme — wodurch sie sich vom Anthracit unterscheidet — und nicht unangenehmem bituminösem Geruch. Einige Varietäten besitzen die Eigenschaft, in der Hitze zu erweichen oder zu schmelzen, andere sintern nur zusammen. Kalilauge wirkt auf das Pulver der St. nicht lösend ein und wird durch dasselbe gar nicht oder nur sehr schwach gelblich oder bräunlich gefärbt. Nach Frémy gibt die St. in einem Gemeng von concentrirter Schwefelsäure und Salpetersäure eine schwärzlichbraune Lösung von Ulminsubstanz, welche durch Wasser gefällt wird. Alkohol, Äther, besonders Schwefelkohlenstoff ziehen aus

den schmelzbaren Kohlen, den sog. Backkohlen einige Procente eines dunkelgefärbten Harzes aus, dessen Beimengung die Schmelzbarkeit dieser Varietät verursachen soll. Bei trockener Destillation liefert die St. brennbare Gase, welche bei Backkohlen mit leuchtender Flamme brennen, flüssige Producte, welche aus einer wässerigen, durch Ammoniakgehalt alkalischen Flüssigkeit und einem Gemenge ausserordentlich zahlreicher Körper (feste und flüssige Kohlenwasserstoffe, Basen u. s. w.), Theer genannt, bestehen und hinterlässt einen mehr oder weniger grossen Rückstand von poröser, metallisch glänzender, schwer einzuäschernder Kohle (Cokes). Bei der Einäscherung bleiben die erdigen Bestandtheile zurück. Im Kolben mit Schwefelpulver geglüht, liefert die Kohle Schwefelwasserstoff.

Die verunreinigenden Beimengungen der Steinkohlen bestehen hauptsächlich aus Kieselsäure, Thonerde, Kalk, Metalloxyden und Schwefelmetallen. Diese mineralischen Bestandtheile, in ihrer Menge und Beschaffenheit sehr wechselnd, setzen sich zusammen aus dem verbliebenen Rest der Mineralbestandtheile in den kohlebildenden Pflanzensubstanzen, aus dem mineralischen Detritus, welcher mit diesen Pflanzensubstanzen gleichzeitig zum Absatz gelangte und aus späteren Infiltrationen, welche nach der Bildung der Steinkohle in dieselbe eindrangen. In mehreren Steinkohlenaschen fand Muck bis 12% lösliche Kieselsäure.

Von Steinkohlen hat man namentlich zur Ermittelung der technischen Verwendbarkeit eine grosse Anzahl von Analysen angestellt, welche jeder Tag vermehrt; es seien in folgendem nur einige derselben angeführt.

Analysen von Regnault (vgl. Lehrbuch der Chemie, übers. von Boedeker 1851. IV. 220):

	Fundort	sp. Gew.	Kohlenst.	Wasserst.	Sauerst. u. Stickst.	Asche
I.	Blais, Rochebelle, Frankreich.	1,322	88,05	4,85	5,69	1,41
II.	Rive de Gier (P. Henri) Frkr. .	1,315	86,65	4,99	5,49	2,96
III.	Newcastle, England	1,280	86,75	5,24	6,61	1,40
IV.	Flênu de Mons, Belgien . . .	1,276	83,51	5,29	9,10	2,10
V.	Rive de Gier (Cimetière) . . .	1,288	80,92	5,27	10,24	3,57
VI.	Lavaysse, Frankreich	1,284	81,00	5,27	8,60	5,13
VII.	Lancashire, England	1,317	82,60	5,66	9,19	2,55
VIII.	Epinac, Frankreich.	1,353	80,01	5,10	12,36	2,53
IX.	Blanzy, Frankreich.	1,362	75,43	5,23	17,06	2,28
X.	Noroy, Frankreich	1,410	62,41	4,35	14,04	19,20

Die berechnete Zusammensetzung nach Abzug der Asche ist:

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kohlenstoff	89,31	89,29	87,97	85,30	83,91
Wasserstoff	4,92	5,05	5,31	5,40	5,46
Sauerstoff und Stickstoff . .	5,77	5,66	6,72	9,30	10,63

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
Kohlenstoff	85,38	84,63	82,08	77,19	77,25
Wasserstoff	5,56	5,85	5,23	5,35	5,38
Sauerstoff und Stickstoff . .	9,06	9,52	12,69	17,46	17,37

Analysen von Karsten (Untersuch. üb. d. kohligen Substanzen d. Mineralreichs 52—62):

	Kohlenst.	Wasserst.	Sauerst.	Asche
Zeche Hundsnocken in Westphalen	96,02	0,44	2,94	0,60
Zeche Nottekampsbank, Westphalen . . .	92,10	1,11	5,79	1,00
Eschweiler bei Aachen.	89,16	3,21	6,45	1,18
Newcastle, England	84,26	3,21	11,67	0,86
Wellesweiler, Saarbrücken	81,32	3,21	14,47	1,00
Königsgrube bei Beuthen, Oberschlesien .	78,39	3,20	17,77	0,63
Zeche Leopoldine b. Brzenskowitz, Oberschl.	73,88	2,76	20,47	2,88

Analysen sächsischer Steinkohlen von W. Stein:

	Kohlenst.	Wasserst.	Stickst.	Sauerst.	Schwefel	Asche	sp. Gew.
Zwickau	77,21	5,15	0,24	13,32	1,79	2,64	1,294
ebendah.	81,41	5,22	0,34	5,74	2,95	4,95	1,192
Hainichen . . .	71,26	3,88	0,49	11,48	1,15	12,61	1,350
Pottschappel . .	66,70	3,48	0,23	15,05	0,80	14,51	1,340

Der in Spuren bis zu 2% vorhandene Stickstoff, auf dessen Gegenwart das Auftreten von Ammoniak in den Producten der trockenen Destillation und die alkalische Reaction der wässerigen Destillate beruht, stammt wesentlich von den z. Th. der Zersetzung entgangenen stickstoffhaltigen Begleitern des Zellstoffs (den eiweissartigen Stöffen oder Proteïnkörpern), z. Th. auch wohl von thierischen Resten. Der Schwefelgehalt geht in den Analysen von 0 bis ca. 3%; grösstentheils ist er wohl als Eisenkies vorhanden, doch ergeben mehrere Analysen weniger Eisen als dem Schwefelgehalt nach dem Eisenkies entsprechen würde, und es ist deshalb wahrscheinlich, dass der Schwefel auch als organische Verbindung zugegen sein kann. Leadbetter hat die Existenz einer bemerkenswerthen Menge von Chlor in den Kohlen nachgewiesen; er fand in der Kohle von Lesmahagow 0,015, in der von Monkland bis zu 0,028% (Bull. soc. chim. de Paris, Nov. 1860. 69). Daubrée wies in Steinkohlen von Villé (Bas-Rhin), Saarbrücken und Newcastle As und Sb, sowie Spuren von Cu nach (Bull. soc. géol. (2) VIII. 1851. 350), Fischer und Rüst führen aus einer Ruhrkohle As, Spuren von Sb und Sn an (Z. f. Krystall. VII. 1883. 226. 232). Über den äusserst geringen Phosphorgehalt der Steinkohle (von Commentry) vgl. Carnot, Bull. soc. chim. de Paris XLIII. 1885. 63; reicher daran ist die Kännelkohle (Commentry 0,0426, Virginia 0,0277%).

Die schwankende Zusammensetzung der St. wird hierdurch ersichtlich, zugleich auch, wie sie in ihren kohlenstoffreichsten Varietäten mit dem Anthracit, in ihren kohlenstoffärmsten mit der Braunkohle zusammenhängt. Über Steinkohlenanalysen handeln z. B.:

Apelt u. Schmidt: Oppelsdorf; Journ. f. prakt. Chemie. XVII. 543.
Baer: Schlesien, Westphalen, Rheinland; Arch. d. Pharm. LXVI. 263. LXVII. 277.
Berthier: Frankreich, England, Deutschland; Ann. de chim. et phys. LIX. Journ. f. prakt. Chem. VI. 202.

Brückner: Zwickau; Journ. f. prakt. Chem. LIII. 421.
Buchner: Murnau, Bayern; Repertor. XXII. 385. XXVIII. 342.
Bunsen: Monti Massi bei Pisa; Ann. d. Chem. u. Pharm. XLIX. 261.
Clemson: Nordamerika; Transact. geol. soc. of Pennsylv. 1835.
Estaunier: Saône- und Loire-Dép.; Annales des mines. 1860. 367.
Fleck: Oberschlesien; Dingler's polytechn. Journ. 1870. CXCV. 430.
v. Foullon: Schwadowitz in Böhmen; Verh. geol. R.-Anst. 1882. 225.
Geinitz, Fleck u. Hartig: Die Steinkohlen Deutschlands. München 1865.
Grundmann: Zeitschr. f. Berg-, H.- u. Sal.-Wesen im preuss. Staat, Bd. IX, X und XII.
C. v. Hauer: Österreich; vielorts in dem Jahrb. geol. R.-Anst. Die fossilen Kohlen Österreichs. 2. Aufl. Wien 1865.
Johnson: Nordamerika; A report of the navy department of the United states on american coals. Washington 1844.
Karsten: Schlesien etc.; Archiv XII. 1. XIV. 113. Untersuchungen über die kohligen Substanzen des Mineralreichs und über die Zusammensetzung der in der preuss. Monarchie vorkommenden Steinkohlen insbesondere. Berlin 1836.
Köttig: Plauenscher Grund; Dresden. Journ. f. prakt. Chem. XXXIV. 463.
Kremers: Poggend. Annal. LXXXIV. 1851. 77.
Lampadius: Sachsen; Journ. f. prakt. Chemie XX. 14.
Losanitsch: Serbien; Berichte d. chem. Ges. 1887. Nr. 14. 2716.
Matter: Boghead-Steinkohle; Journ. f. prakt. Chemie. 1857. LXXVII. 38.
Muck: Die Chemie der Steinkohle, 2. Aufl. Leipzig 1891.
Nendtvich: Ungarn; Haidinger's Ber. üb. Mittheil. v. Freund. d. Nat. 1847. Journ. f. prakt. Chemie XLI. 8.
Nessler: Baden; Beitr. z. Statistik d. Grossh. Baden I. 3.
Regnault: Frankreich, England etc.; Annal. des mines (3) XII. 161. Journ. f. prakt. Chemie XIII. 73. 143. Lehrb. d. Chemie übers. v. Boedeker IV. 218.
Richardson: England; Annalen d. Pharm. XXIII. 42. Journ. f. prakt. Chemie XI. 165.
Roger u. Bache: Nordamerika; Journ. of the acad. of nat. sc. of Philadelphia VII. 158.
Schönberg: Zwickau; Journ. f. prakt. Chemie XVII. 417.
Soubeyran: Newcastle; Annal. des mines (8) I. 1882. 429.
Stein: Sachsen; Chem. u. techn.-chem. Unters. d. St. Sachsens. Leipzig 1857. 4.
Thomson: Annals of Philos. 1819. Schweigger's Journ. XXVIII. 126.
Wallace: Lanark, Schottland; Chemical News 1880. 201.
Wartha: Arktische Zone; Züricher Vierteljahrsschrift XI (3) 281; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1867. 736.
Woskressensky: Russland; Verh. min. Gesellsch. z. Petersburg. 1842. 44. Journ. f. prakt. Chemie XXXVI. 185.

Karsten unterschied schon 1836 auf sehr einfache Weise die Steinkohlen je nach ihrem Verhalten bei der Erhitzung in einem Tiegel in:

a) B a c k k o h l e n (Fettkohlen, caking coal), deren Pulver im Tiegel schmilzt und zu einer gleichmässigen Masse (Cokes) zusammenbackt.

b) S i n t e r k o h l e n (splint coal), deren Pulver zu einer weniger festen und weniger gleichmässigen Masse zusammensintert, ohne eigentlich zu schmelzen.

c) S a n d k o h l e n (magere Kohlen), deren Pulver beim Erhitzen unschmelzbar ist und gar keinen Zusammenhang erhält.

Ausserdem wird auch noch die aus gewissen Back- und Sinterkohlen sich zusammensetzende Gaskohle unterschieden, welche sich durch die Menge von Gas auszeichnet, die sie bei der trockenen Destillation liefert, ohne sich jedoch zur Darstellung von Cokes besonders zu eignen.

Karsten suchte darzuthun, dass der im Verhältniss zum Sauerstoff grössere Gehalt an Wasserstoff es ist, welcher die Schmelzbarkeit der Backkohlen hervorbringe, und dass diese um so grösser sei, je höher der Gehalt an Wasserstoff steigt. Er hat auch gezeigt, dass die Eigenschaft der Steinkohle zu sintern und zu backen dadurch vermindert wird, dass man eine ganz schwache Hitze anwendet und dieselbe langsam zur stärksten Rothgluth wachsen lässt; dieselbe Kohle, die bei schnell erzeugter Rothgluth als Sinterkohle erscheint, kann bei allmählich gesteigerter Hitze sich als eine Sandkohle erweisen (a. a. O. S. 29—32).

Am gewöhnlichsten aber pflegt man die Steinkohlen in technischer Hinsicht zu unterscheiden in:

a) fette Steinkohlen, kohlenstoffärmer, an Bitumen und flüchtigen Stoffen reicher;

b) magere Steinkohlen, kohlenstoffreicher, bitumenärmer.

Fleck that dar, dass im Holz, sowie auch in allen fossilen Brennstoffen die Menge des in denselben vorhandenen Wasserstoffs grösser sei, als zu dessen Vereinigung mit dem in dem Brennmaterial vorhandenen Sauerstoff und Stickstoff nothwendig erscheine und er wurde daher zu der Annahme geführt, dass der Wasserstoff als zum Theil gebunden, d. h. durch den vorhandenen Sauerstoff und Stickstoff beanspruchbar, und zum Theil frei, d. h. zur Vereinigung mit dem vorhandenen Kohlenstoff disponibel enthalten sei. Die Feststellung des Gehalts an freiem und gebundenem Wasserstoff auf 1000 Gewichtstheile vorhandenen Kohlenstoffs ist nach ihm das sicherste Mittel, den physikalischen Charakter und zumal das Verhalten der Kohlen höheren Temperaturen gegenüber als von deren chemischer Zusammensetzung abhängig zu betrachten; in dem Wasserstoffgehalt und dessen Verhältniss zum Kohlenstoffgehalt sei demnach der Maassstab zur Beurtheilung der Kohlen nach deren Vercokungswerth und ihrem Gaswerth geboten; es enthalten nämlich auf 1000 Gewichtstheile Kohlenstoff:

a) Backkohlen über 40 Gewichtstheile freien, unter 20 Gewichtstheile gebundenen Wasserstoff;
b) schwer backende Gaskohlen über 40 Gewichstheile freien, über 20 Gewichtstheile gebundenen Wasserstoff;
c) nicht backende Gaskohlen und Sandkohlen unter 40 Gewichtstheile freien, über 20 Gewichtstheile gebundenen Wasserstoff;
d) Sinterkohlen und Anthracite unter 40 Gewichtstheile freien, unter 20 Gewichtstheile gebundenen Wasserstoff.

Grundmann und Richters haben sich im Grossen und Ganzen diesen Ansichten Fleck's angeschlossen, wogegen Muck den mehrfach beobachteten Abweichungen, deren Vorhandensein übrigens auch Fleck selbst zugesteht, solches Gewicht beilegt, dass er die auf den Gehalt an disponiblem und gebundenem Wasserstoff gegründete Classificirung als überhaupt praktisch unverwerthbar verwirft (Chemische Aphorismen über Steinkohlen, Bochum 1873. S. 14; Chemie d. Steinkohlen 1891. 20). Er ist der Ansicht, dass die Eigenschaft zu schmelzen oder nicht zu schmelzen, von der An- oder Abwesenheit gewisser unbekannter Kohlenstoffverbindungen abhängt; dagegen

ist es die Höhe der Cokesausbeute, welche in erster Linie durch den sog. disponiblen Wasserstoff bedingt werde.

Baltzer machte (Vierteljahrsschr. d. Züricher naturf. Ges. 1872) den kühnen Versuch, die Vorstellung von der Constitution der Kohlen mit den neueren Anschauungen der organischen Chemie in Übereinstimmung zu bringen. Nach seiner Hypothese sind die Kohlen Gemenge complicirter Kohlenstoffverbindungen, welche letztere eine genetische und vielleicht eine homologe Reihe bilden. Die einzige Analogie für das complicirte Kohlenstoffgerüst dieser Verbindungen bilde die aromatische Reihe der organischen Verbindungen (Benzol, Toluol ...), und er ist geneigt, dieselben als chemische Abkömmlinge höherer Glieder der Benzolreihe zu erachten. Diese Anschauungen werden unterstützt durch die Vorgänge bei der trockenen Destillation der Kohlen, wobei thatsächlich die Glieder der Benzolreihe entstehen. Dass nicht Kohlenstoff als solcher mit Bitumen gemengt die Braunkohle zusammensetzt, zeigt ihre vollkommene Löslichkeit in Salpetersäure; mit letzterer behandelt hinterlässt auch die Steinkohle Rückstände, welche immer noch Wasserstoff enthalten; Cokes enthält gleichfalls immer noch Wasserstoff und Sauerstoff (vgl. Muck, Chem. d. Steinkohle 1891. 152). — Später gestand übrigens Baltzer, unter Aufrechterhaltung seiner Hypothese, dennoch die Möglichkeit zu, dass neben den von ihm ausschliesslich angenommenen Verbindungen, vielleicht doch auch die Steinkohlen Kohlenstoff als solchen in gewissen Mengen enthalten könnten (N. Jahrb. f. Min. 1873. 626).

Besondere Beachtung verdienen noch die werthvollen Untersuchungen von Ernst v. Meyer über die in Steinkohlen eingeschlossenen Gase (Journ. f. prakt. Chem. Bd. V. 1872. 146. 407; Bd. VI. 389). Indem er zerkleinerte Kohlen aus zahlreichen deutschen und englischen Steinkohlenrevieren in destillirtem Wasser erwärmte, vermochte er ziemlich bedeutende Mengen von Gasen aus den Kohlen auszutreiben; dieselben zeigten sich meistens analog zusammengesetzt den sorgfältig untersuchten Grubengasen; während aber bei diesen der Stickstoffgehalt mehr zurücktritt, erreicht er in vielen jener von den Kohlen mechanisch eingeschlossenen Gase eine beträchtliche Höhe, ohne dass der Sauerstoffgehalt zunähme; neben dem Grubengas waren insbesondere Aethylwasserstoff und (in den Zwickauer Kohlen) ein durch Schwefelsäure absorbirbarer höherer Kohlenwasserstoff nachweisbar. — Vgl. auch die ähnlichen Ergebnisse von J. W. Thomas in Journ. chem. soc. 1876. II. 144.

In petrographischer Hinsicht unterscheidet man namentlich folgende Varietäten von Steinkohlen:

a) Glanzkohle, mit muscheligem Bruch, auf den glatten Absonderungsflächen stark, meistens metallisch glänzend; eisen- oder sammetschwarz, oft bunt angelaufen; H. = 2—2,5; zerbrechlich und spröde.

b) Mattkohle oder Grobkohle (coarse coal; houille grossière), mit unebenem grobkörnigem Bruch, dickschieferig, auf den Absonderungsflächen wenig glänzend und matt, etwas zäh, auf dem Bruch schimmernd, graulichschwarz bis pechschwarz. H. = 2—2,5. Im Vergleich mit Glanzkohle pflegt die Mattkohle ärmer an C, reicher an disponiblem H, sowie aschenreicher zu sein und geringere Cokesausbeute zu liefern; sie ist stets Sinter-, höchstens backende Sinterkohle (Muck).

Die meiste Glanzkohle und Grobkohle, welche überhaupt die weitaus vorwaltendsten Steinkohlenabarten sind, ist als sog. Schieferkohle (Blätterkohle, slate coal, foliated coal, houille feuilletée ou schisteuse) oder Streifkohle aus-

gebildet, indem die derben Massen mehr oder weniger ausgezeichnete Schieferigkeit zeigen, und dünne Lagen von Glanzkohle oder Mattkohle abwechselnd mit einander verbunden sind. Inconsequent ist es, die Schieferkohle diesen anderen Kohlenvarietäten zu coordiniren. — Nach Gümbel enthält die Glanzkohle vorwiegend Rinden- und Holztheile, die Mattkohle namentlich Blattorgane und weniger derbe Pflanzentheile.

c) Kännelkohle (cannel-coal, candle-coal; houille compacte) mit flachmuscheligem, in das Ebene sich neigendem Bruch, schimmernd oder wachsglänzend; graulichschwarz, sammetschwarz, pechschwarz; am wenigsten spröde; mild und zähe, daher weniger leicht zersprengbar. H. = 2,5. Sehr bitumenreich, namentlich auch sehr reich an H, insbesondere an sog. disponiblem H, mit relativ geringem O-Gehalt; in Folge dessen auch sehr leicht mit nur 1,2 spec. Gew., dennoch aber mit verhältnissmässig sehr geringem Aschengehalt (Muck fand indess in einer Kännelkohle von der Zeche Hannover im Ruhrrevier 19,38 % Asche); politurfähig; ausgezeichnet zu Wigan in Lancashire, Cleehill in Shropshire, Newcastle in Durham, Muirkirk in Clydesdale (Schottland), Epinac, Blanzy in Frankreich; Saarbrücken in Rheinpreussen; auch im Egmontflötz bei Czernitz in Oberschlesien (Hauchecorne, Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 215).

Aschenreicher ist die eine bedeutende Gasmenge liefernde sog. Bogheadkohle (Bog head mineral oder Torbane hill mineral, Torbanit) von Bathgate in Linlithgowshire (Schottland), wo sie Flötze von 1½—2 Fuss Mächtigkeit zusammensetzt; diese eigenthümliche Masse, welche zwischen Brandschiefer und Asphalt zu stehen scheint, enthält nach Matter 60—65 C, über 9 H, 4—5,5 O und 18—24 % Asche. Mehrere Analysen liefern, schwefel- und aschenfrei berechnet, nach J. Roth im Mittel: 81,09 Kohlenstoff, 11,39 Wasserstoff, 6,39 Sauerstoff, 1,13 Stickstoff. Der Wasserstoff erreicht hier besondere Höhe. In der Asche fand Matter: 54,66 Kieselsäure, 39,37 Thonerde, 5,05 Eisenoxyd, 0,92 Kalk. Weich und schneidbar, zäh und schwer zersprengbar, schwärzlichbraun bis leberbraun, schimmernd bis matt; sehr leicht entzündlich, brennt mit weisser Flamme und starkem Rauch. Im dünnen Schliff wird sie nach Fischer zur Hauptsache heller bis tiefer honiggelb durchscheinend und scheint aus eckigen isotropen Körnchen zu bestehen. Spec. Gew. = 1,284 (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1854. 636; Zeitschr. f. Berg-, Hütt.- u. Salinenwes. d. preuss. St. 1858. V. 4). Über dieses eigenthümliche Vorkommniss sprach sich J. Quekett am Ende eines langen Streites, bei welchem nicht weniger als 78 Forscher betheiligt waren, dahin aus, dass die Substanz überhaupt ihrer mikroskopischen Structur nach nichts mit einer eigentlichen Kohle gemein habe; sie sei eine Mineralmasse eigener Art, welche Thon zur Grundlage besitze und von einem brennbaren Stoff stark durchdrungen sei (Transact. of microscop. soc. London 1853. II. 34). Nach K. Haushofer erinnert die Bogheadkohle in ihrer mikroskopischen Structur an sog. Pechtorf (Specktorf; N. Jahrb. f. Min. 1871. 396). Eine sehr nahe verwandte Masse findet sich auch auf der Pankrazzeche und benachbarten Werken unfern Pilsen in Böhmen, wo sie als ein ebenfalls zur Gasbereitung besonders

dienliches Material, unter dem Namen Brettelkohle oder Blattelkohle gewonnen wird (Jahrb. geol. R.-Anst. 1872. 308), sowie bei Murajewinsk im russ. Gouvern. Rjäsan, wo sie nur 1,114 spec. Gew. besitzt und blos 6,25 % erdige Bestandtheile enthält (N. Jahrb. f. Min. 1871. 533); ferner bei Turakina, s.ö. von Tula. Hierhin gehört auch wohl die Kolm genannte wasserstoffreiche Kohle von Rånnum, n. von Billingen in Schweden, welche z. B. 84,36 C, 10,01 H, 4,85 O und N und nur 0,78 Asche enthält (Cronquist in Stockh. geol. För. Förh. VI. 1883. 608). — Eine sehr sorgfältige und ausführliche Zusammenstellung aller Vorkommnisse, Analysen und Structuruntersuchungen von Kännelkohle, Bogheadkohle, Brettelkohle und verwandten Substanzen gab C. Zincken in der Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen XXXV. 1887.

d) Russkohle (soot coal; houille fuligineuse), derbe Massen aus staubartigen Theilen bestehend, mit lockerer Zusammensetzung, mit unebenem bis erdigem Bruch, matt oder schimmernd, durch den Strich glänzend werdend; mehr oder weniger abfärbend und zerreiblich; graulichschwarz bis dunkeleisenschwarz. Zusammen mit Schieferkohle, auch als Überzug. Sie besteht (nicht wie die Faserkohle aus Prosenchymgewebe, sondern) in überwiegender Menge aus kurzstabförmigen und zerfallenen Parenchymzellen, untermengt mit nur einzelnen nadelförmigen Gewebezellen (Gümbel).

e) Faserkohle (mineralogische Holzkohle Werner, faseriger Anthracit, mineral-charcoal), mit faserigem Gefüge, ähnlich manchen Holzkohlen, seidenglänzend, graulichschwarz bis sammetschwarz, sehr weich, zerreiblich, schmutzend; in Klüften oder als dünne Zwischenschichten zwischen Glanzkohle oder Grobkohle, gewöhnlich ein Aggregat von wirr durcheinandergelagerten Fragmenten bildend. Göppert hat gezeigt, dass die Faserkohle unter dem Mikroskop die wohlerhaltene Structur von Araucarien offenbart, weshalb er dem Baum, welcher die Faserkohle lieferte, den Namen Araucarites carbonarius ertheilte. Auch Daubrée und Schimper sahen in der Faserkohle die kreisförmigen Poren des Coniferenholzes.

Mit dem Namen Pechkohle, hergeleitet von dem pechähnlichen Aussehen, dem grossmuscheligen Bruch, dem halbopalartigen Glanz und der braunschwarzen Farbe bezeichnet man bald Steinkohlen bald und zwar vorzugsweise Braunkohlen. Auch in der Pechkohle kommt sog. Augenkohle vor, jene glatten Absonderungen von flach tellerförmiger Gestalt mit wellig gebogenen kreisrunden Zonen und einer an den Rändern gewöhnlich gröberen radialen Streifung (vgl. Anthracit); Weiss wollte dieselben in unwahrscheinlicher Weise durch das concentrische scheibenförmige Wachsthum von Eisenkies- und Braunspathhäutchen erklären, welche bisweilen, aber in der Regel nicht, auf den Ablosungen liegen (Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1869. 25).

Gagat (Jet, Jayet) ist der Name für eine flachmuschelig brechende, schwarzglänzende, äusserlich asphaltähnliche Kohle, welche in Folge ihrer Zähigkeit durch Schneiden oder Drehen zu allerhand Ornamenten verarbeitbar ist; sie findet sich meist nur als isolirte kleine Massen in Formationen von jüngerem

geologischen Alter als die Steinkohlenformation, z. B. im Lias von Boll und Staffelstein in Franken, im Rhät von Taxsöldern bei Schwandorf, namentlich im Lias von Whitby in Yorkshire und im Grünsand von Ste. Colombe sur l'Hers im Dép. der Aude; letztere enthält 61,4% C; auch im Muschelkalk von Sennefeld in Unterfranken, wo die Masse zufolge Gümbel aus den Resten von Equisetum besteht.

Über die mikroskopische Structur der Steinkohlen vgl. später, wo von den Entstehungsverhältnissen die Rede ist.

Von den accessorischen Substanzen sind folgende zu erwähnen: Namentlich ist es der Eisenkies (und Markasit), welcher wohl nur selten in den St.en vermisst wird, in denen er bald als Krystalle, Körner oder Knollen eingesprengt ist, bald als Anflug auf Klüften, in Lagern, Trümern und Schnüren erscheint, bald auch so fein durch die ganze Masse sich vertheilt findet, dass man ihn kaum mit freiem Auge zu unterscheiden vermag. Neben dem Eisenkies treten, wiewohl viel seltener, noch andere Schwefelmetalle auf: Bleiglanz (z. B. auf den Klüften der Döhlener Kohlen, zu Schwadowitz und Kladno in Böhmen), Kupferkies (Gückelsberg in Sachsen, Wettin, Concordia bei Oberhausen), Zinkblende (Plauenscher Grund, Inde-Revier bei Eschweiler), Zinnober (als Anflug auf den Kohlen der bayerischen Pfalz), Millerit (Zechen Germania, Westphalia, Borussia in Westphalen), Buntkupfererz (auf Klüften zu Gittersee in Sachsen); auch Malachit (erdig, auf schmalen Klüften zu Radowenz und Schwadowitz in Böhmen). Wohl kaum ist es zweifelhaft, dass jene Schwefelmetalle ihr Dasein den durch die Steinkohlen durchsickernden Lösungen von schwefelsauren Metallsalzen verdanken, welche durch die organische Substanz eine Reduction erlitten haben. Kalkspath ist ebenfalls eine sehr häufige Erscheinung in den Steinkohlen, theils in ihren Spalten und Höhlungen Krystalldrusen bildend, theils die feinen Risse, Klüfte und Ablosungen mit oft nur papierdicken Lagen ausfüllend (über die bisweilige complicirte Ausbildungsweise solcher Lamellen s. Cesàro, Z. f. Kryst. XXI. 1893. Ref. 273); der viel seltenere Braunspath tritt in ähnlicher Weise auf, in den Saarbrückener Kohlen sind dünne Lagen von Dolomit ungemein zahlreich. Hier und da hat man auch Trümer und Lagen von Schwerspath beobachtet, häufiger Gyps in zierlichen sternförmigen Krystallgruppen oder als Fasergyps in Trümern. Nieren und Schnüre von Hornstein, durch Kohlenstoff schwarz gefärbt, sind keineswegs selten, viel weniger häufig Trümer von Faserquarz. Bei Bochum in Westphalen und bei Decazeville, Dép. Aveyron, tritt Sphaerosiderit als Nieren in der St. auf, desgleichen auf dem Heinrichs- und Cokesflötz bei Wittkowitz; diese Concretionen sind sehr bemerkenswerth wegen der in ihnen enthaltenen grösseren und kleineren Pflanzentrümmer, deren anatomische Structur sehr vorzüglich conservirt ist (vgl. Stur, Jahrb. geol. R.-Anst. 1885. 628). Nach Nasse kommen auf der Zeche Vollmond bei Langendreer sowie auf benachbarten Gruben in Westphalen auch pflanzenführende Dolomitconcretionen in der Kohle vor (Verh. d. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. W. 1887, Generalvers. 59; vgl. auch Verh. geol. R.-Anst. 1887. 238). — Feinfaserigen Pyrophyllit

beobachtete Genth in Spalten der Kohlenflötze bei Mahony City in Schuylkill Co., Pennsylvanien. Pholerit (Nakrit) bildet bisweilen die Ausfüllungsmasse dünner Spältchen. Als Efflorescenzen treten auf Glaubersalz, Bittersalz, Haarsalz, Kalialaun. — Ferner erscheinen ab und zu gewisse Erdharze und Erdwachse in den St.n, übereinstimmend oder verwandt mit denjenigen, welche in den jüngeren Braunkohlen weitere Verbreitung gewinnen; so: Walchowit in der St. der Kreideformation von Walchow in Mähren; Middletonit in den St.n von Yorkshire und Staffordshire, namentlich zu Middleton bei Leeds; Skleretinit in der englischen St. von Wigan; Anthrakoxen in der böhmischen von Brandeisl, Kladno und Schatzlar, auch in Oberschlesien; Ozokerit bei Uphall in Linlithgowshire (Schottland); Hatchettin zu Merthyr-Tydfil in Wales. In den St.n von Malöwka im russischen Gouvern. Tula findet sich auch Honigstein (Mellit) ganz wie sonst in den Braunkohlen.

Über die accessorischen Mineralien in den Steinkohlen vgl. Loretz, N. Jahrb. f. Min. 1863. 654.

Die in dem Fünfkirchener Gebiet in Ungarn vorkommenden sog. Kugelkohlen sind kugelige oder ellipsoidische Massen von 5—20 cm Durchmesser, welche sich von der sie umgebenden Kohle durch ihre vorzügliche Qualität unterscheiden; sie zeigen nicht immer concentrisch-schalige Absonderung, sondern zuweilen eine ebene parallele Schichtung (vom Rath, auch Zincken in Berg- u. hüttenmänn. Zeitg. 1877. 272). Grand'Eury führt concentrisch-schalige Kugelbildungen an aus der Kohle von Belmez in Spanien, der Kännelkohle von Montrambert, dem Anthracit von Charbonnier bei Brassac.

Mehrfach sind vereinzelte rundliche Geschiebe mitten in der Kohlenmasse gefunden worden. Zuerst beobachtete Phillips ein solches Vorkommen von Quarzfels oder hartem Sandstein in einem Kohlenflötz von Newcastle und bei Norbury unweit Stockport, wobei er die Vermuthung ausspricht, dass diese Geschiebe sich in dem Wurzelgeflecht eingeschwemmter Bäume eingeschlossen befunden haben dürften (Manual of geology 1855. 225). Nöggerath berichtet über ein Geschiebe von der Grösse eines kleinen Kindskopfs aus splitterigem Hornstein in einem Flötz der Grube Frischauf bei Witten in Westphalen; es war mit einer festangewachsenen dünnen Rinde von Kohlensubstanz umgeben (Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1862. 24). F. Roemer erwähnte drei Geschiebe von Gneissgranulit und Granulit aus dem Carolinenflötz der Hohenlohe-Grube bei Kattowitz (Z. geol. Ges. XVI. 1864. 615), später noch von demselben Orte ein granulitartiges Geschiebe von etwas abgeplatteter, fast ellipsoidischer Gestalt, 2 Fuss lang und 1½ Fuss breit, mit einem Gewicht von 55 kg, ebenfalls mit festanliegender glänzend schwarzer Kohlenrinde (N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 73). Weitere Funde machten sodann W. S. Gresley (bis fast 12 Pfund schwere Quarzitgerölle in der Coleorton-Kohlengrube in Lincolnshire, Geol. Magaz. 1885. 553), E. B. Andrews (Quarzitmasse im Nelsonville-Flötz zu Zaleski, Ohio), F. H. Bradley (Quarzitmasse vom Coal-Creek, Ost-Tennessee). Stur behandelt ausführlich »Steinrundmassen« von der Heinrichs-Glück-Zeche bei Dombrau (darunter flaseriger Gneiss, »breccienartig-granitisches Gestein«, feinkörniger Gneiss und Mikropegmatit), sowie von dem Josephi-Flötz in Polnisch-Ostrau (»grobes porphyrisches Gestein, Quarzporphyr«). Stur ist von der Geschiebenatur dieser Vorkommnisse von krystallinischen Gesteinen nicht durchaus überzeugt und weist die Möglichkeit nicht

von der Hand, dass hier umgewandelte Concretionen von Sphaerosiderit vorliegen, was angesichts der Beschaffenheit der Gesteine wohl als gänzlich ausgeschlossen gelten muss (Jahrb. geol. R.-Anst. XXXV. 1885. 613); vgl. auch noch F. Roemer in Verh. geol. R.-Anst. 1886. 58, und E. Weiss im Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1885. 242. 362, welcher 22 Fundorte von Geröllen in Steinkohlenflötzen aus österr. Schlesien, Oberschlesien, Westphalen, England und Amerika aufzählt; es sind Gneisse, Granulite, Quarzite, Sandsteine, Granitporphyr, Quarzporphyr und Bleiglanz; Weiss glaubt mit Phillips, dass sie durch schwimmende Bäume eingeführt seien. Gürich beschrieb »Einschlüsse von geröllartiger Form« (feinkörnigen Granulit und dunkle quarzige Grauwacke) aus dem Sattelflötz der Florentine-Grube in Oberschlesien (Verh. geol. R.-Anst. 1887. 43).

Dass die Steinkohle Übergänge einerseits in Anthracit, andererseits in Braunkohle zeigen muss, geht aus ihrer schwankenden, dem Kohlenstoffgehalt nach wenig begrenzten Zusammensetzung und ihrer wechselnden äusseren Erscheinung von selbst hervor.

Die gewöhnlichste Lagerungsform der Steinkohle ist die flötzartige. Man kennt zwar hier und da grössere Nester und stockähnliche Kohlenablagerungen, aber weitaus am häufigsten Schichten oder Lager, völlig denen eines sedimentären Gesteins ähnlich; eingeschaltet zwischen Sandstein- und Schieferthonschichten sind die meist vollständig parallel gelagerten Kohlenflötze von sehr wechselnder Mächtigkeit und oft in überaus grosser Ausdehnung über viele Quadratmeilen hin verbeitet, wobei das einzelne seine Beschaffenheit, das ganze System seine Zusammensetzung fast gar nicht verändert. Die grösste Ausdehnung, verbunden mit merkwürdiger Stetigkeit scheint das zur nordamerikanischen Steinkohlenformation gehörige Pittsburger Flötz zu besitzen, welches nach den Gebrüdern Rogers sich durch die Staaten Pennsylvanien, Ohio und Virginien verfolgen lässt und bei einer mittleren Mächtigkeit von ungefähr 3 m über 690 geogr. Quadratmeilen verbreitet ist.

Für das Vorkommen von förmlich stockähnlichen Kohlenablagerungen liefert das französische Kohlenbassin von Decazeville (Dép. des Aveyron) ein Beispiel, wo die Kohlenablagerung von La-Salle nach Cordier eine Mächtigkeit von 103 m besitzt. Ähnlich ist der Kohlenstock von Montchanin im Bassin von Creuzot (Saône und Loire), welcher unregelmässig begrenzt, meist 30—40 m, stellenweise über 70 m mächtig ist.

Die Lagerung der zu einem System verbundenen Steinkohlenflötze ist meistens eine bassinförmige oder muldenförmige, wobei die Mulden bald eine gewisse Tiefe erreichen, bald aber auch äusserst flach sind, so dass die Kohlenflötze über weite Strecken hin horizontal oder nur mit sanfter, wellenförmiger Hinundherbiegung gelagert erscheinen. Die ursprüngliche regelmässige Lagerungsweise der Kohlenflötze ist durch Störungen secundärer Art sehr häufig in auffallendster Weise alterirt worden: Sprünge oder Verwerfungen haben die Flötze durchsetzt und die einzelnen dadurch isolirten Theile mehr oder weniger weit von einander geschoben. Bald beträgt die Verwerfung nur einige Zoll oder Fuss, — fast alle Kohlenreviere haben solche untergeordneteren Störungen ihrer Architektur auf-

zuweisen — bald erreichen die Verwerfungen grössere Dimensionen, ja man kennt solche, deren Sprunghöhe tausend und mehr Fuss ausmacht. Die Verwerfung Münstergewand hat die Flötze der Eschweiler Kohlenmulde bei Aachen auf der Nordostseite weit über 100 Lachter in die Tiefe geworfen; der main-fault oder Hauptsprung hat die Kohlen des Bassins von Coalbrookdale in Shropshire über 1000 Fuss verworfen; eine Verwerfung bei Nailsea unweit Bristol besitzt 1200 Fuss seigere Sprunghöhe. Daneben sind die ursprünglich in Form eines flachen Bassins abgesetzten Flötze und Zwischenschichten häufig durch seitlich wirkenden Druck zusammengestaucht und gefaltet worden, so dass ein solches Schichtensystem aus zahlreichen steilen Mulden und Sätteln besteht; sehr deutliche spitz zickzackförmige Faltungen zeigt z. B. das n.ö. von Aachen gelegene Kohlenrevier der Worm bei Kohlscheid und Herzogenrath. Das Steinkohlenbassin von Devonshire und Cornwall ist ebenfalls in seinem Inneren in zahllose Sättel und Mulden zusammengefaltet. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch in den westphälischen, belgischen und nordfranzösischen Steinkohlengebieten. Beispiele von fast gar nicht gestörter flachbassinförmiger Lagerung liefern die grosse nordamerikanische Kohlenformation, welche in ihrer Mitte, in den westlichen und inneren Staaten über tausende von Quadratmeilen in vollkommen horizontaler Lagerung ausgebreitet ist, sowie das colossale Kohlenfeld des mittleren und nördlichen Russlands, dessen Schichten ebenfalls in horizontaler Lage über mehrere tausend Quadratmeilen sich ausdehnen.

In den einzelnen Kohlenbassins ist die Anzahl der Flötze sehr verschieden, meistens sind mehrere zusammen verbunden; in einem und demselben Bassin ist auch die Zahl der Flötze nicht immer allerorts dieselbe, weil manchmal zwei Flötze sich zu einem einzigen zusammenlegen oder eines durch allmähliche Einschiebung und Verstärkung eines Bergmittels sich in ein oberes und unteres auseinandertrennt. Im Wormrevier bei Aachen zählt man 45 Flötze, in Westphalen an den verschiedenen Punkten 20 bis 70, in Niederschlesien ebenso 12 bis 80, in dem Döhlener Bassin bei Dresden nur 4, in Belgien bei Lüttich 85, bei Mons 115 Flötze, in Lancashire 120 Flötze; am Donetz in Südrussland beobachtete le Play sogar 225 einzelne Kohlenflötze. — Nicht minder schwankend ist die Mächtigkeit der einzelnen Kohlenflötze: man kennt zollmächtige Flötze und solche, deren Mächtigkeit 50 Fuss übersteigt. Die Mächtigkeit der meisten Flötze schwankt im Allgemeinen zwischen 0,3 und 1,25 m; das tiefe Planitzer Flötz im Zwickauer Bassin ist 6 bis 7,5 m, das Russkohlenflötz ebendort bis zu 9,5 m mächtig; bei Dudley in Staffordshire wird ein 9 m mächtiges Flötz abgebaut, bei Dombrowa und Bendczin in Oberschlesien das Xaveriflötz in einer Stärke von 12,5 m. Nach Casiano de Prado kommen bei Sabero im spanischen Leon Flötze vor, welche stellenweise 15, 20, ja sogar bis 30 m Mächtigkeit erlangen. Es ist durch Vergleichung vieler Vorkommnisse augenscheinlich, dass im Allgemeinen in den sehr flötzreichen Ablagerungen die einzelnen Flötze geringere Mächtigkeit besitzen, als dort, wo sie nur in geringer Zahl mit einander verbunden sind.

Die Mächtigkeit eines und desselben Flötzes ist gewöhnlich mehr oder weniger constant, nur selten finden sich plötzliche Anschwellungen oder Zusammendrückungen; manchmal ist zu beobachten, wie die muldenförmig gelagerten Flötze, während sie vom Rande an sich in die Tiefe hinabsenken, allmählich an Mächtigkeit zunehmen, so dass in der Mitte der Mulde die grösste Mächtigkeit sich zeigt.

Die Unterfläche, das Liegende der meisten Steinkohlenflötze, besteht aus einem gewöhnlich etwas sandigen Schieferthon, welcher bisweilen viele Stigmarien enthält; das Hangende pflegt fast immer aus einem dunkeln, mehr oder weniger weichen, geradschieferigen Schieferthon gebildet zu werden, welcher gewöhnlich reich an Pflanzenabdrücken ist. Nur in seltenen Fällen bilden Sandsteine oder Kalksteine, noch seltener Conglomerate das unmittelbare Liegende und Hangende der Kohlenflötze. Die Mächtigkeit der Zwischenmittel von Schieferthonen und Sandsteinen zwischen den einzelnen Kohlenflötzen schwankt natürlicherweise beträchtlich; man kennt solche von wenigen, solche von 30 m Mächtigkeit.

Zerklüftungen sind innerhalb der Kohlenflötze eine ungemein häufige Erscheinung; meistens sind es Klüfte mit ebenen, glatten Flächen, welche die Kohlenmasse senkrecht auf die Schichtfläche durchziehen, oft erst beim Zerschlagen der Kohle mit ihren spiegelnden Flächen zum Vorschein kommen und in Verbindung mit den Schichtungsfugen eine würfelförmige oder parallelepipedische Absonderung der Kohle bedingen.

Die meisten einigermassen mächtigen Kohlenflötze werden durch schmale Lagen von Letten oder Schieferthon, welche gewöhnlich parallel den Schichtungsflächen verlaufen, in einzelne Bänke oder Lagen abgetheilt; diese Zwischenlagen halten oft mit grosser Regelmässigkeit über weite Distanzen an; die einzelnen Bänke eines und desselben Flötzes erweisen sich nicht selten von etwas abweichender Beschaffenheit. Bisweilen aber gewinnen solche Zwischenschichten nach einer Richtung hin allmählich bedeutendere Mächtigkeit, so dass das eine Flötz dadurch in mehrere Flötze zerspalten erscheint, oder umgekehrt durch die nach und nach vor sich gehende Verschmälerung einer ursprünglich mächtigen Schieferthonschicht zu einer dünnen Zwischenlage sich zwei getrennte Flötze zu einem einzigen vereinigen.

Die oben erwähnten Verschmälerungen und Zusammendrückungen der Kohlenflötze gehen oft so weit, dass die Unterfläche und Oberfläche des Flötzes zur völligen gegenseitigen Berührung kommen, wobei alsdann, wenn sich diese Erscheinung häufiger wiederholt, gar kein stetig ausgedehntes Flötz mehr erscheint, sondern dasselbe aus vielen einzelnen aneinandergereihten lenticularen Kohlenmassen besteht, wie dies namentlich bei mächtigen Flötzen mitunter der Fall ist.

Die Hauptablagerungsstätte der Steinkohle ist das Gebiet derjenigen, bei vollständiger Entwicklung zwischen Devon und Dyas sich findenden Formation, welche eben deshalb die carbonische oder Steinkohlenformation genannt wird. Die Steinkohlenformation besteht aus einer älteren unteren, vorwiegend kalkigen

Bildung, dem Kohlenkalk oder Bergkalk und einer jüngeren oberen, thonig-sandigen, aus Schieferthonen und Sandsteinen zusammengesetzten Folge von Schichten, zwischen welchen die Steinkohlenflötze hauptsächlich eingeschaltet sind. Anstatt des Kohlenkalks erscheint in manchen Gegenden ein System von plattenförmigen Kalksteinen, Kieselschiefern, Thonschiefern und Grauwacken, die Culmbildung. Der Kohlenkalk und die Culmschichten sind vorwiegend eine Meeresbildung, wobei der erstere die Tiefsee-Absätze darstellt, der damit aequivalente Culm die in Meeresbuchten nnd an Meeresufern abgelagerten Materialien begreift; die obere Abtheilung der Steinkohlenformation umschliesst fast nur Reste von Landpflanzen, dazu einige wenige Süsswasser- und Landthierreste.

Nicht nur in der oberen Abtheilung der Formation, der sog. eigentlichen oder productiven Steinkohlenformation, sondern auch ausnahmsweise in der unteren Abtheilung finden sich Steinkohlenflötze; so ist die Culmbildung steinkohlenführend bei Hainichen und Ebersdorf in Sachsen, der Kohlenkalk in Russland. Nach D. Stur sind ferner die unteren Flötze des oberschlesischen Beckens und speciell die Kohlen des österreichischen Antheils bei Mährisch-Ostrau dem Culm zuzurechnen.

Ausserdem finden sich auch Steinkohlenbildungen in anderen Formationen, namentlich solchen, welche jünger sind, als das Carbon, z. B. in der Dyas und im Lias. Je mehr die Kenntniss von der geologischen Beschaffenheit fremder Länder wächst, desto mehr stellt es sich heraus, dass die anderen Formationen viel reicher an Steinkohlenbildungen sind, als sie nach der früheren, namentlich blos auf Europa und Nordamerika beschränkten Forschung zu sein schienen. Immerhin aber wird die Steinkohlenformation ihren Namen deshalb mit Recht führen, weil überall, wo ihre oberen Glieder entwickelt erscheinen, diese kohlenführend sind, während zahlreiche Vorkommnisse anderer Formationen offenbar kohlenfrei sind.

Für mehrere Steinkohlenvorkommnisse, welche früher als dem Devon angehörig galten, hat es sich mit Sicherheit oder Wahrscheinlichkeit herausgestellt, dass sie dem Culm oder dem oberen Carbon zuzurechnen sind. Die devonische Grauwacke der Eifel enthält aber nach Steininger bei Adenau, bei Birresborn und Daun mehrere schmale Kohlenflötze; das Vorkommen von kohligen Schichten in der rheinischen Grauwacke erwähnt auch v. Dechen bei Oberpleis, Oberdollendorf u. a. O. in der Umgegend des Siebengebirges (Geogn. Führ. in d. Siebengeb. 36). Im russischen Devon von Malöwka kommen nach v. Helmersen 2 allerdings nicht bauwürdige Kohlenflötzchen vor.

Es seien nun im Folgenden kurz einige der wichtigsten und am genauesten bekannten Kohlenbildungen der eigentlichen Steinkohlenformation zusammengestellt.

Unter allen europäischen Ländern besitzt *England* den grössten Reichthum an Steinkohlen, welche sich dort namentlich im Norden und Westen finden; man unterscheidet hauptsächlich folgende Ablagernngen:

Das grosse Kohlenbecken von Südwales, eine längliche von O. nach W. gerichtete Ellipse bildend, die am östlichen Ende ihren grössten Durchmesser mit 4 g. Meilen erreicht, deren grösste Länge zwischen Pontipool in Monmouthshire und

der St. Brides-Bay in Pembrokeshire etwa 29 g. Meilen beträgt; der Nordflügel der Mulde ist regelmässig ausgebildet und fällt mit 10° gegen S., der Südflügel ist vielfach gefaltet und geknickt und fällt mit 45° gegen N. Unter den 76 Kohlenflötzen sind 23 bauwürdig, deren gesammte Mächtigkeit 30 m beträgt. S.ö. davon liegt, durch Devonsandstein abgetrennt, das Kohlenbecken von Bristol oder von Somersetshire; ö. das kleine rundliche Kohlenrevier des Forest of Dean zwischen Mitcheldean und Coleford, am Ausfluss des Severn, mit 27 Flötzen und 11—12 m Kohle. Die Länge der etwas nordsüdlich gestreckten Mulde ist 2 Meilen, der Westflügel fällt mit 10°, der Ostflügel mit 80°.

Das kleine Kohlenbecken von Coalbrookdale auf der rechten Seite des Severn s.ö. von Shrewsbury, nur 3 g. Meilen lang und kaum eine breit, mit sehr gestörter Lagerung, vermittelt durch seine Sphaerosideritlager eine ungemein grossartige Eisenindustrie.

Das Kohlenfeld von Dudley oder das Südstaffordshire-Kohlenrevier n.w. von Birmingham, mit dem berühmten über 14 m mächtigen »ten Yard« Flötz, welches aus 8—13 einzelnen Bänken besteht, deren Schieferthonzwischenlagen durch allmähliches Mächtigerwerden nach N. zu das Flötz zersplittern.

Das Kohlenfeld von Coventry in Warwickshire ö. von Birmingham, welches sich 4 g. Meilen weit längs des Avon-Trent-Canals erstreckt.

Das Kohlenfeld von Ashby de la Zouch, n.w. von Leicester; die grösste Flötzmächtigkeit ist 5—6 m.

Das Kohlenfeld von Nordstaffordshire mit 32 Flötzen, s. von Congleton sich bis Newcastle under Lyme und Cheadle erstreckend.

Das Kohlenfeld von Nordwales (Flintshire-Kohlenfeld) am Point of Air beginnend, sich als schmaler Streifen nach S. bis Oswestry ziehend.

Das Kohlengebiet der Insel Anglesey, w. von dem vorigen, zwei kleine Mulden, im s.ö. Theil der Insel gelegen.

Das Kohlenfeld von Lancashire und Cheshire, das Manchester-Kohlenfeld, bei Prescot ö. von Liverpool beginnend und sich halbmondförmig auf 15 g. Meilen Länge, über Wigan, Worsley, Manchester, Ashley, dann s. nach Macclesfield ziehend und mit dem Nordstaffordshire-Kohlenfeld zusammenhängend. Bei Manchester kennt man 75 Flötze mit 47 m Gesammtmächtigkeit.

Das Yorkshire-Nottingham-Kohlenfeld, n. von Leeds und Bradford beginnend, über Wakefield, Barnsley, Sheffield bis Nottingham 15 g. Meilen lang fortziehend; s.w. liegt Ashby de la Zouch in der Fortsetzung.

Die Kohlenreviere von Northumberland und Durham, beginnend n. bei Felton am River Coquet, über Newcastle und Durham sich s. bis nach Staindrop und in die Gegend des Tees erstreckend, im NO. von der Nordsee, im SO. von Dyas-Schichten begrenzt.

Das Cumberland-Kohlenfeld, s. vom Solway Firth, ein langer nach N. geschwungener halbkreisförmiger Bogen (Whitehaven und Workington).

In *Schottland* finden sich die Kohlenfelder im s. Theile, in der Mulde zwischen dem Firth of Forth und Clyde in den Grafschaften East-, Mid- und Westlothian, Fife, Clackmannan, Lanark und Ayr. Die Hauptbetriebspunkte sind die Umgegend von Glasgow, Alloa n.w., Dalkeith s.ö. von Edinburgh. Bei Paisley, w. von Glasgow, liefern 10 Flötze 31 m Kohle.

In *Irland* sind, eine wie grosse Verbreitung auch dort der Kohlenkalk gewinnt, wenig bauwürdige Kohlenflötze vorhanden; man zählt 6 verschiedene Kohlenreviere, die südlichen von Leinster, Slieve Arda oder Tipperary und Munster, die nördlichen von Monaghan, Tyrone und Antrim. Das Leinster-Becken liegt mit 7 Flötzen in Kilkenny, Carlow und Queens-County, das von Tipperary, dessen beträchtlichste

Gruben bei Coldsook und Coolquil in der Nähe von Killenaule liegen, besitzt eine geringere Flötzzahl; das Munster-Revier nimmt einen bedeutenden Theil der Grafschaften Clare, Limerick, Kerry und Cork ein; das Monaghan-Becken bei Carrickmacross, n. von Dublin, ist wenig ausgedehnt, das Tyrone-Revier, n. von Dungannon, enthält die grösste Flötzzahl (9); das Antrim-Revier liegt zu beiden Seiten des Vorgebirges Fair Head an der Nordküste.

Während die britischen Steinkohlenbildungen auf dem Bergkalk oder Kohlenkalk abgelagert wurden, sind diejenigen *Frankreichs* anderer Natur, indem ihnen der Bergkalk gänzlich fehlt. Meistens sind sie direct in muldenförmige Vertiefungen der krystallinischen Grundgesteine abgelagert, und werden von diesen durch grobe Puddinge und Conglomerate getrennt. Die bedeutendste dieser Binnenmulden Frankreichs ist die von St. Étienne und Rive de Gier s.w. von Lyon, zwischen Rhône und Loire, von Givors über Rive de Gier, St. Chamond, St. Étienne bis über Chambon hinaus ziehend. Die 6 Meilen lange Kohlenmulde ruht unmittelbar auf Gneiss, Glimmerschiefer und Granit auf; Mächtigkeit und Zahl der Flötze sind sehr wechselnd. Der s. Muldenflügel hat ein viel stärkeres Einfallen als der n., die Grundlage bildet ein grobes Gneissconglomerat.

Das Kohlengebiet von Creuzot und Blanzy (Revier des Centrumcanals), w. von Chalons sur Saône, ebenfalls südwest-nordöstlich streichend, 8 Meilen lang und 2 Meilen breit, eingelagert in Granit; das Hauptflötz hat 12—18 m Mächtigkeit und verschmälert sich bisweilen bis auf 2,2 m; diesem Revier gehört auch die früher erwähnte stockförmige Kohlenmasse von Montchanin an.

Das Becken von Autun und Épinac mit 3 Flötzen lagert im W. zwischen den Graniten und Porphyren des Morvan, wird im O. von dem Jura der Côte d'Or bedeckt.

Das Becken von Alais (Dép. Gard), eingeklemmt zwischen Gneiss und Glimmerschiefer; die Grube Grand' Combe baut auf 25 Flötzen mit ungefähr 56 m Kohlenmächtigkeit.

Ausser diesen Hauptbecken kennt man in Frankreich noch ungefähr 40 kleinere, von welchen die meisten ebenfalls zwischen Graniten, Gneissen, Glimmerschiefern eingelagert erscheinen; die wichtigsten davon sind die Mulden von: Vouvant in dem östlichsten Theil der Vendée, zwischen Gneiss eingeklemmt; Decise im Dép. Nièvre oberhalb Nevers an der Loire; Brassac am Allier, s. von Clermont-Ferrand (Auvergne) im Gneiss; s. davon die von Langeac; Commentry, s.ö. von Montluçon am oberen Cher; Fins im Thal der Queune, s.w. von Souvigny, Dép. des Allier; s.w. liegen über Montmarault, Montaign, Hermont, Bort, Mauriac, Pleaux noch 13 kleine Kohlenbecken im Granit; Decazeville bei Aubin, Dép. Aveyron; St. Gervais bei Lodève, Dép. Hérault.

Von den auf Kohlenkalk ruhenden Steinkohlenablagerungen des Continents ist das *belgische* Becken eines der bedeutendsten, welches mit rheinischen und westphälischen zusammenhängt. Das belgische Becken zieht sich in einer leichten Krümmung von Valenciennes und Tournay an der Schelde über Mons, Charleroi, Namur, Lüttich bis ö. nach Viset an der Maas, hauptsächlich längs der Sambre und Maas. Die kohlenführenden Schichten sind gleichförmig auf Bergkalk gelagert, das ganze Muldensystem weist die grossartigsten Faltungen und Knickungen auf. Bei Lüttich kennt man 85 Flötze, darunter das stärkste 1,57 m mächtig, ihre mittlere Mächtigkeit beträgt 0,75 m; noch flötzreicher (115) ist die Gegend von Mons, wo die Mächtigkeit selten 1 m übersteigt.

In *Deutschland* schliessen sich in der Umgegend von Aachen zwei Kohlenmulden an die belgischen Ablagerungen an, das Inde-Revier bei Eschweiler und das Worm-Revier bei Kohlscheid und Herzogenrath; an dem letzteren Becken haben auch

Belgien und Holland Theil. Die Kohlenflötze des eschweiler Reviers, 46 an der Zahl, zeigen eine regelmässige ziemlich steile Muldenbiegung, der w. Flügel fällt etwas flacher als der ö.; die Muldentiefe des äussersten liegendsten Flötzes berechnet sich zu 1616 m. Die eschweiler Kohlen, grösstentheils treffliche Backkohlen, zeichnen sich durch ihren Heizwerth oder ihre nutzbare Verdampfungskraft aus, indem durch 1 Gewichtseinheit derselben 7,89 Gewichtseinheiten Wasser von 0° C. verdampft werden können; dies ist der grösste Werth unter allen deutschen Kohlen und ein höherer als er selbst bei den meisten englischen Kohlen vorkommt. N.w. davon, ursprünglich sicher damit zusammenhängend, liegt das Worm-Revier, welches Bassin sehr vielfach zickzackförmig geknickt ist; die s. Flügel der Knickungen stehen meist senkrecht, oder fast senkrecht, die n. Flügel fallen, fast alle unter sich parallel, bedeutend flacher ein. Man zählt im Ganzen 45 Flötze, darunter 14 bauwürdige mit zusammen 12,5 m Kohle, welche aber im Gegensatz zu der von Eschweiler Sandkohle ist.

An den belgischen und aachener Kohlenzug schliesst sich n.ö. auf dem rechten Rheinufer das westphälische Steinkohlenrevier der Ruhr an, eine ungemein reiche Ablagerung, welche fast 11 Meilen lang w. von Ruhrort bis ö. nach Werl an der Oberfläche aufgeschlossen ist. Durch die drei Hauptsättel von Hattingen, Wattenscheid und Speldorf werden vier Hauptmulden, die von Witten, Bochum, Essen, Duisburg von einander geschieden, welche sich wieder in sog. Specialmulden und Specialsättel gliedern. Der unterste liegende Flötzzug enthält 32 Flötze mit 18 m Kohle, darunter 21 bauwürdige mit 14,4 m Kohle, unter diesen das sog. Leitflötz Hundsnocken mit 105 cm Mächtigkeit. Getrennt durch ein flötzleeres Schichtenmittel von 91 m Mächtigkoit folgt dann der mittlere Flötzzug, welcher sich aus 51 Flötzen zusammensetzt mit 33,4 m Kohle, unter diesen 26 bauwürdig mit 26,3 m Kohle, darunter die Leitflötze Dickebank (oder Sonnenschein) mit 146 und Röttgersbank mit 141 cm Mächtigkeit. Nach einem 4 ganz schmale unbauwürdige Flötze enthaltenden, 83,7 m mächtigen Zwischenmittel findet sich der oberste hangende Flötzzug mit 43 Flötzen, welche zusammen 25 m Kohle ergeben, darunter 29 bauwürdige mit 22,7 m Kohle. Insgesammt also 130 Flötze mit 77 m Kohle, darunter 76 bauwürdig mit 63,4 m Kohle. Der liegende untere Flötzzug liefert Sandkohlen, welche sich nach oben den Sinterkohlen nähern, die untere Partie des mittleren Sinterkohlen, die obere Partie des mittleren Zuges Backkohlen, welche ausgezeichnete Cokes ergeben, der hangende obere Zug Backkohlen, welche sich sehr zur Leuchtgasfabrikation, wenigor zur Vercokung eignen. Im Grossen und Ganzen lässt sich von unten nach oben eine Abnahme des Kohlenstoffgehaltes constatiren. Auf der Nordseite wird das Kohlengebirge discordant von flach gelagerten Kreideschichten bedeckt, ist aber noch weithin unterhalb derselben durch Schächte aufgeschlossen. N.ö. davon tritt, durch die weite, mit Kreide und Diluvialbildungen erfüllte Bucht von Münster getrennt, das Kohlengebirge bei Ibbenbüren und am Piesberg bei Osnabrück als kleine Bergplatte hervor.

Südlich vom Hunsrück liegt die bedeutende Binnenmulde von Saarbrücken, zwischen Wellesweiler, Saarbrücken und Saarlouis, an welcher auch Bayern geringen Antheil hat. Die Kohlenflötze sind hier vorwiegend nur an die untere Etage des oberen Carbons, an die sog. Saarbrückener Schichten gebunden, während die obere Etage, die Ottweiler Schichten, nur 2 technisch verwerthbare Flötze enthält. Im w. Felde führen die Saarbrückener Schichten 82 bauwürdige Flötze mit 77,6 m Kohle, im ö. Felde 88 bauwürdige Flötze mit 92,4 m Kohle; Flötzzahl und Kohlenquantität steigt daher von W. nach O., wie dies noch mehr bei den unbauwürdigen Flötzen hervortritt, deren man im Westfelde 118, im Ostfelde 145 zählt. Hier u. a. das Blücherflötz mit 3,9, das Beustflötz mit 2,9 m Mächtigkeit.

Preussen besitzt ferner in Schlesien sehr bedeutende Kohlenschätze: das niederschlesische Kohlengebirge um Waldenburg, wo die Fuchsgrube bei Neuweissenstein, welche auf dem hangenden Zug baut, 16 bauwürdige Flötze mit 28,7 m Kohle, die Segen-Gottes-Grube bei Altwasser (liegender Flötzzug) 15 bauwürdige Flötze mit 13,6 m Kohle hat; bei Hermsdorf kennt man insgesammt 27 Flötze mit 30 m Kohle. Der ö. Flügel der im Inneren mit Rothliegendem und Kreide ausgefüllten carbonischen Mulde lehnt sich an den Gneiss des Eulengebirges an, der w. tritt in Böhmen bei Schatzlar wieder zu Tage. Nach Stur gehört die Waldenburger Kohlenformation zum oberen Culm.

Noch reicher ist das oberschlesische Revier, an welchem auch Russisch-Polen und Österreich einigen Antheil besitzen. Das Kohlengebirge zieht sich von Tost (w. von Tarnowitz) bis Teczynek (w. von Krakau) 14 Meilen lang und von Hultschin an der Oppa bis Siewirz in Polen 12 Meilen breit. In Preussen hat die Gegend zwischen Zabrze und Brzenskowitz (zwischen Myslowitz und Gleiwitz gelegen) die grösste Bedeutung (Königsgrube, Königin Louisen-Grube). Diese Kohlenformation ist ausgezeichnet durch regelmässige Lage und bedeutende Mächtigkeit der Flötze (Fannyflötz oder Schuckmannflötz 8,37, Carolineflötz oder Pochhammerflötz 6,28 m mächtig; das Xaveriflötz ist zwischen Bendczin in Polen und Dombrowa über 13 m mächtig; über Niemce sich fortziehend ist es als Albrechtsflötz bei Sierza im Krakauer Gebiet nur noch 5 m mächtig).

Im Königreich Sachsen liegt auf dem n. Abhange des Erzgebirgs das Bassin von Zwickau mit 10 Flötzen, darunter das Planitzer und das Russkohlenflötz mit 8—10, das Segen-Gottes-Flötz mit ca. 6 m Mächtigkeit; sodann das Revier von Chemnitz, wo die Kohlenflötze der Bassins von Hainichen und Ebersdorf ihren Pflanzenresten und ihren Lagerungsverhältnissen nach sich als eine ältere, dem Culm angehörige Bildung erweisen, während die kohlenarmen Bassins von Flöha und des Struthwaldes der jüngeren eigentlichen Steinkohlenformation angehören; auch die Kohlen von Würschnitz und Lugau mit 5 Flötzen, darunter das 12 m mächtige Hedwigsflötz, gehören der jüngeren Zwickauer Formation an. Das Döhlener Bassin im Plauenschen Grunde bei Potschappel s.w. Dresden gehört zum unteren Rothliegenden. Ausserdem noch kleinere Ablagerungen auf dem Erzgebirge, bei Brandau östlich von Zöblitz, bei Zaunhaus westlich von Altenberg, wo anscheinend mehrere Kohlenflötze von 0,6 m grösster Mächtigkeit in einem Phyllitgebiet zwischen Porphyrtuff und Porphyr eingeschaltet sind, bei Saida und Schönfeld.

Mehrere Kohlenbecken von grösstentheils sehr geringen Dimensionen sind in der Umgegend des Thüringer Waldes und des Harzes bekannt: bei Manebach (4 Flötze) und Cammerberg (7 Flötze) an der oberen Ilm westlich von Ilmenau, am Mordfleck bei Goldlauter unfern der Ilmquelle n.ö. von Suhl, wo die Kohlen zwischen Porphyren ruhen; bei Neuhaus s.ö. von Sonneberg im Meiningenschen und nahe dabei bei Stockheim n. von Cronach in Bayern, bei Erbendorf ebenfalls in der Oberpfalz. Bei Ilfeld in der Grafschaft Hohenstein am Harz n. von Nordhausen, und bei Wettin und Löbejün n. von Halle (bei Wettin 4 Flötze mit 3,43 m Kohle).

Aus dem ganzen s.w. Deutschland ist nur die merkwürdige Kohlenablagerung von Zunsweiler oder Berghaupten s. von Offenburg in Baden zu erwähnen, welche auf 1½ Stunden Länge mit sehr steil (60—80°) einfallenden Schichten zwischen Granit und Gneiss eingeklemmt ist, und der Basis des eigentlichen Carbons angehört. Das Hauptflötz ist 0,3—10 m mächtig, ausserdem kennt man noch 2 andere; alle sind sie in der Länge, Breite und Tiefe vielfach verworfen und gequetscht, dabei ist die Mulde ihrer Länge nach gespalten und verschoben.

Böhmen ist im Ganzen reich an Steinkohlen. Im Gebiet der w. von Prag fliessenden Beraun liegt eine Anzahl von Becken, z. B. das von Radnitz mit einem

Flötz von 7 m Mächtigkeit, von Brass mit einem über 10 m mächtigen Flötz, von Pilsen (wo die Kännelkohle, der sog. Gasschiefer von Nürschan nicht, wie man wohl geglaubt hat, zur unteren Dyas sondern zum Carbon gehört), das Becken von Schlan bei Buschtiehrad und Brandeisl im Rakonitzer Kreise mit 6—12 m mächtigem Flötz. Die Kohlenablagerungen im Königgrätzer Kreise an der schlesischen Grenze stehen mit den preussischen des Waldenburger Reviers in Zusammenhang. In Mähren zieht sich von N. nach S. von Trübau nach Rossitz w. von Brünn ein Kohlengebirge mit 3 Flötzen. In Ungarn, wo die Liaskohlen eine so grosse Verbreitung besitzen, werden als zur productiven Steinkohlenformation gehörig nur die von Ujbanya bei Eibenthal und von Szekul bei Resicza abgebaut.

Unter den übrigen europäischen Kohlenablagerungen verdienen namentlich die Russlands noch Beachtung. Dort zieht Bergkalk vom Weissen Meere an nach S., und breitet sich weit aus in der Umgegend von Moskau, den Rand eines gewaltigen Beckens darstellend, welches im Inneren von permischen und Jura-Schichten ausgefüllt ist, und dessen anderer Rand an dem Westabhang des Urals unter diesen jüngeren Schichten hervortaucht; die grösstentheils noch nahezu horizontalen Kohlenablagerungen darin, welche in Centralrussland in den Gouvernements Kaluga, Tula, Rjäsan nachgewiesen wurden, und deren genaue Kenntniss man zuerst den Schilderungen von Auerbach und Trautschold verdankt, zeigen die Eigenthümlichkeit, dass sie in ihrem Aussehen durchaus der Braunkohle gleichen; dennoch erweisen die anwesenden Reste von Stigmaria, Lepidodendron und anderer echter Steinkohlenpflanzen, sowie auch die Lagerungsverhältnisse, dass hier Producte der wirklichen Carbonformation vorliegen, deren Verkohlung, wahrscheinlich wegen des nicht hinreichenden Drucks loser und dünner Gesteinsschichten nicht in der sonstigen Weise vor sich gegangen ist. Sie werden von carbonischen Fusulinenkalken überlagert. Auf der Westseite des Urals an der Lunga und auf der Ostseite an der Pyschma werden Kohlenflötze gewonnen. In Südrussland am Donetz zwischen Dnjepr und Don ist ein anderes Kohlenbecken bekannt, in welchem Le Play 225 Flötze zählte; diese wechsellagern nach V. v. Möller 6—8 mal mit Fusulinen- und Productuskalken ab.

Ausser den Ablagerungen von Arnao und Ferroñes in Asturien, welche sicher, und von Sabero in Leon, welche höchst wahrscheinlich der Steinkohlenformation angehören, ist auf der pyrenäischen Halbinsel noch der echten Steinkohlenmulden von Belmez und Espiel im n.w. Theil der Provinz Cordova (ruhend auf blauem Kohlenkalk), der von Villa nueva del Rio in der Provinz Sevilla, sowie der von Puertollano in der Provinz Ciudad-Real, ferner in Portugal derjenigen in der Umgegend von Porto, Bussaco und von Moinho d'Ordem bei Alcácer do Sal (echt carbonisch nach B. A. Gomes und Geinitz, N. Jahrb. f. Min. 1867. 274) zu gedenken.

In Nordamerika sind namentlich vier sehr ausgedehnte carbonische Kohlenfelder zu unterscheiden:

Das Appalachische Kohlenfeld, das bedeutendste, vom Staat Tennessee im SW. durch Virginien, Ohio bis nach der n.ö. Ecke von Pennsylvanien ziehend, wo es sich an den Westabfall der silurischen und vorsilurischen Alleghanikette anlegt, 156 geogr. Meilen lang mit 40 M. grösster Breite, ein Gesammtareal von 2400 Q.-Meilen einnehmend; im Westen, wo die Kohlen horizontal liegen, sind es echte Steinkohlen, im Osten, wo in den Bergen die Flötze gefaltet und geknickt erscheinen, Anthracite (namentlich zwischen Pottsville und Wyoming). In dem Pottsville- und Tamaqua-Thal sind die Flötze zusammen an 38 m mächtig, bei Wilkesbarre ungefähr 19 m, bei Pittsburg 7,6 m. — Das Illinois- und Missouri-Kohlenfeld, w. von dem vorigen in den Staaten Illinois, Indiana und Kentucky, Jowa, Missouri, Kansas, Arkansas, fast ebenso gross, erstreckt sich dem Mississippi entlang, zum grössten

Theil über die Ostseite, zum kleinsten über die Westseite des Flusses verbreitet; es besitzt eine Gesammtmächtigkeit der verschiedenen Flötze von 22 m. — Das Michigan-Kohlenfeld n. von beiden, auf der Halbinsel zwischen dem Michigan- und Huronen-See von geringerer Ausdehnung (200 Q.-Meilen) und bedeutend kohlenärmer. — Das canadische oder neuschottische Kohlenfeld, das Kohlengebiet von Nova Scotia, New Brunswick, Cape Breton begreifend, den s.w. Flügel einer Mulde bildend, deren Haupttheil unter dem atlantischen Meer begraben liegt. — Ausserdem in Nordamerika: das Rhode-Island-Kohlenfeld, zwischen Providence und Worcester in Massachusetts, etwa 34 Q.-Meilen gross; das Texas-Kohlenfeld in den n. und n.w. Grafschaften dieses Landes, noch wenig bekannt.

Auch in den arktischen Gegenden von Melville- und Bathurst-Island, von Banks-Land u. s. w. sind Kohlen nachgewiesen worden.

Von den ferneren aussereuropäischen carbonischen Kohlenablagerungen seien folgende erwähnt: die bis über 3 m mächtigen Kohlen zwischen Eregli und Amasra (Armudschik und Kozlu) an der Nordküste Kleinasiens; die Vorkommnisse am ö. Abhang des Urals bei Kamenskoi, das Kohlenrevier von Kusnetz am Altai im Gouv. Tomsk; insbesondere die riesigen Kohlenfelder von China und zwar namentlich die in den östlicher gelegenen Theilen des südlichen China (Provinz Hunan, wo v. Richthofen ihre Ausdehnung auf 855 geogr. Q.-Meilen schätzt), ferner im N. im Stromgebiet des gelben Flusses in den Provinzen Schansi (wo der grössere Theil der s. Hälfte in einer Ausdehnung von ca. 1500 geogr. Q.-Meilen ein continuirliches Kohlenfeld von unglaublichem Reichthum darbietet), Honan, Schensi und Kansu. Auf der Insel Amakusa im SW. von Nagasaki kommt Anthracit von vorzüglicher Qualität vor. Ferner die Kohlenvorkommnisse von Tenasserim in Hinterindien, Borneo (Amer. journ. of sc. (2) XXIII. 1857. 157), von Neusüdwales und Neuseeland (v. Hochstetter, Geol. v. Neuseeland XXXIV), deren Zugehörigkeit zur echten Steinkohlenformation jedoch noch nicht bei allen erwiesen ist.

Die Dyasformation führt auch bisweilen hier und da Steinkohlenflötze, welche sich indessen an Ausdehnung und Verbreitung nicht im entferntesten mit denen der carbonischen Formation messen können: in der unteren Etage des unteren Rothliegenden im Saar-Nahegebiet lagern 2 Kohlenflötze, das Staufenbacher oder Muschelkohlenflötz und das Odenbacher oder Kalkkohlenflötz, jedes nur bis ca. 26 cm mächtig. Die Steinkohlenablagerung von Crock im Thüringer Walde gehört nach Beyschlag dem mittleren Rothliegenden an (Zeitschr. f. d. ges. Naturw. LV. 1882), ebenfalls die von der Ehernen Kammer ö. von Ruhla. Die St.n, welche in der unteren Abtheilung des Döhlener Bassins in Sachsen liegen, sind nicht dem Carbon sondern dem unteren Rothliegenden zuzuzählen, welches mit den Cuseler Schichten des Saargebiets zu parallelisiren ist; das fast allein abbauwürdige Hauptflötz ist durchschnittlich 3,5, local 8 m mächtig (Beck, Z. geol. Ges. XLIII. 1891. 767; Sterzel ebendas. 778). Das böhmische Rothliegende enthält im Rakonitzer Kreise bei Kaunowa, Mutiegowitz ein 0,6 m mächtiges Flötz, bei Krauczow 3 Flötze mit 3,5 m Kohle. Bei Goruja im Banat kennt man ein 1 m mächtiges Kohlenflötz im Rothliegenden. Auch in England bei West-Bromwich in Staffordshire führt das Rothliegende ein schwaches Kohlenflötz; ferner sind die Steinkohlenflötze von Bielebéi im Gouvern. Orenburg echt permisch.

Die amerikanischen Trias-Schichten bei Richmond in Virginien enthalten 3 oder 4 Flötze mit 6—13 m Kohle; bei den Deep-River-mines in Nord-Carolina lagern gleichfalls in Triasschichten 5 Flötze, davon das oberste 2 m mächtig (vgl. Dana's Manual of geology 1863. 417). Die Pechkohlenlagen, welche Krug v. Nidda aus dem Muschelkalk von Tarnowitz in Schlesien beschreibt und die Nester von Pechkohle in den Keupersandsteinen waren früher ausser der kaum verwendbaren

Lettenkohle die einzigen, vollständig verschwindenden Vorkommnisse kohliger Substanzen in der europäischen Trias. Lipold hat dann gezeigt, dass die kohlenführenden Ablagerungen der n.ö. österreichischen Alpen in den Umgebungen von Baden, Hainfeld, Lilienfeld, Kirchberg, Scheibbs, Gresten, Gaming, Lunz, Gössling, Hollenstein, Ipsitz, Waidhofen, Gross-Raming, Molln, welche man als sog. Grestener Schichten dem Lias zurechnete, theils dem Lias, theils der Trias angehören. Die im Inneren der Kalkalpen lagernden Kohlen (Lunzer Schichten) sind es, welche zur Trias gezählt werden müssen (Jahrb. geol. R.-Anst. XV. 1865. 1 ff.); der Flötze (namentlich bei Hollenstein, Lilienfeld und Lunz) sind gewöhnlich 3 an der Zahl mit einer im Durchschnitt selten 60—100 cm übersteigenden Mächtigkeit; ihre Pflanzenreste stimmen übrigens, wie Stur darthat, mit denen der Lettenkohle, dem tiefsten Glied des deutschen Keupers überein. Zum Keuper wird auch die Kohle von Gouhenans im Dép. Haute-Saône gerechnet, welche nach Graud d'Eury (Ann. des mines (8) I. 1882. 186) ganz aus Equisetites-Resten besteht.

Der rhätischen Formation gehören, wie Hébert, Ed. Erdmann und Nathorst gezeigt haben, die Kohlenflötze von Höganes in Schonen (Schweden) an, wo 3 bis 5 derselben, selten bis 1 m mächtig, abgebaut werden. Nach v. Richthofen ist auch das Kohlenfeld von Tatung-fu in China, im NW. des grossen carbonischeu Reviers der Provinz Schansi, der rhätischen Formation zuzuzählen. Rhätisch sollen auch die Kohlen der peruanischen Provinz Libertad sein.

Zum Lias sind alsdann die Kohlen am n. Rande der n.ö. österreichischen Kalkalpen (Grestener Schichten im engeren Sinne) zu stellen, bei Bernreut, Gresten, Hinterholz, im Pechgraben bei Weyer. Die Anzahl der in diesen Schichten aufgeschlossenen Kohlenflötze wechselt zwischen 2 und 7, die mittlere Mächtigkeit beträgt im Allgemeinen 0,6—0,9 m. Den Grestener Schichten gehören auch die 5 Kohlenflötze von Steyerdorf-Anina im Banat, von denen das mächtigste stellenweise an 4 m stark ist, gleichfalls die Steinkohlen von Fünfkirchen im Baranyer Comitat an (unterer Lias), wo man 25 abbauwürdige Flötze kennt, mit einer Gesammtmächtigkeit von ungefähr 26 m; hier ist bei Vassas ein Flötz aus lauter kugelförmigen und ellipsoidischen Steinkohlenkörpern bis zu 10 Zoll im Durchmesser zusammengesetzt (Nöggerath in Sitzgsber. d. niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilk. 1859. 6 und G. vom Rath ebendaselbst, 13. Jan. 1879). Die Kohlenflötze von Berzaszka in der serbisch-banater Militärgrenze sind nach Lipold auch dem Lias zuzuzählen (Jahrb. geol. R.-Anst. XIV. 1864. 121); die kohlenführende Schichtengruppe ist in ihrer Lagerung so gestört, dass sie auf dem Neocom aufruht. Andere Liaskohlen sind von Doman-Resicza im Banat, von Neustadt-Törzburg in Siebenbürgen bekannt. Der Liassandstein von Hildesheim und von Helmstedt, von der Insel Bornholm enthält ebenfalls Steinkohlenflötze, desgleichen der Belemnitenkalk von Larzac im s. Frankreich (Dép. Aveyron).

Lias-Steinkohlen scheinen ferner in Asien eine grosse Rolle zu spielen; es gehören hierher: die Kohlen von Tkibouli auf der Südseite, sowie die (europäischen) von Kouban auf der Nordseite des Kaukasus (nach Ernest Favre und Göppert); die von der Halbinsel Mangyschlak am ö. Ufer des Kaspischen Meeres (nach v. Helmersen); die von Tasch, Hif u. a. Punkten des Alburs-Gebirges in Persien (nach Tietze und Göppert); ferner in Ostindien die Kohlenfelder der Rajmahal-Hills und des Damuda-Thals, namentlich bei Raniganj, s. vom Ganges, n.w. von Calcutta, wo zahlreiche Flötze von 1,5—11 m Mächtigkeit vorkommen; die Kohle ist indessen sehr schieferig, enthält selten mehr als 60 % C und 10—30 % Asche; die fossile Flora gehört, worin Schenk, Schimper und Feistmantel übereinstimmen, dem Lias an. Nach Blanford finden sich fernere Kohlen in Ostindien bei Rewah, Sirgújah, Talchir am Bráhmani-Fluss, sodann im Nerbudda-Thal und in den Satpura-Hills, auch in den Thälern des

Wardha und Godavery, deren geologische Position aber noch nicht endgültig bestimmt scheint.

Die Kohlenlager in den Provinzen Sz'-tschwan, Kwei-tschóu und Jünnan im südl. China, welche, die ausgedehntesten des ganzen Landes, mindestens 4600 geogr. Q.-Meilen bedecken, gehören nach v. Richthofen der Trias oder dem Lias an. Ausserdem kommen in der Provinz Tschili, einerseits in dem Terrain zwischen Peking und dem Plateau der Mongolei im W., andererseits in den ö. Gebieten nahe der Küste noch zahlreiche kleine Kohlenbecken (darunter das von Kai-ping) in der Trias- oder Liasformation vor. v. Richthofen erwähnt auch auf der Nordküste der Insel Formosa bei den Häfen im District von Tamsui ein kleines Kohlenfeld von wahrscheinlich mesozoischem Alter. Längs des Thompson und seiner Nebenflüsse im australischen Queensland finden sich Kohlenflötze in mesozoischen Schichten.

Zahlreiche Steinkohlenvorkommnisse sind auch im Gebiete des braunen Jura, des Doggers oder wenigstens in aequivalenten Schichten bekannt. Nach Tellef Dahll findet sich auf der Insel Andö in der Mitte der Lofoten eine Ablagerung von jurassischer, an Boghead-Kohle erinnernder Steinkohle, welche Flötze von 10—50 cm enthält und z. Th. auf metamorphischen Schiefern, z. Th. auf Granit aufruht; O. Heer (Flora fossilis arctica, Bd. IV. 1877) rechnet die Kohle dem braunen Jura zu. Die untere Abtheilung der Juraformation in Yorkshire führt schmale und unregelmässige Kohlenflötze, entwickelter sind dieselben bei Brora in Sutherland, wo eines 1 m mächtig ist, auch auf der schottischen Insel Skye ist die Juraformation etwas kohlenführend. Das Plateau zwischen Milhau und Lodève im Dép. Aveyron enthält in Schichten, welche zugleich Süsswasser- und Meeresmuscheln führen, Steinkohlenflötze eingelagert (Alexander Brongniart nennt diese Jurakohle Stipit). Der braune Jura zwischen der Serra von Monte Junto und dem Mondego in Portugal enthält 6 Kohlenflötze mit 3,2 m Kohle; dieselben Schichten umschliessen gleichfalls Kohlen sowohl auf der europäischen als der afrikanischen Seite der Strasse von Gibraltar. In der russischen Juraformation treten bei Sysran und Goroditsche im Gouvernement Simbirsk Steinkohlenflötze auf. Die oben erwähnten Kohlen von Tkibouli werden von Anderen zum mittleren Jura gerechnet. Das bedeutendste jurassische Kohlenlager Chinas befindet sich bei Ta-tung-fu im nördlichen Tschili, und wahrscheinlich sind Kohlen in Shensi auch jurassisch. Ob die Steinkohlenflötze, welche in Australien in den Bassins von Newcastle und Sydney in Neusüdwales, denen von South-Esk und Jerusalem auf Vandiemensland abgelagert sind, und von der echten Steinkohlenformation unterteuft werden, mit dieser vereinigt, oder, worauf ihre Pflanzenreste hindeuten, als Jurabildung erklärt werden müssen, scheint noch nicht völlig entschieden. In Virginien erscheint 13 engl. Meilen von Richmond ein über 26 engl. Meilen von N. nach S. und 4—12 Meilen von O. nach W. sich erstreckendes Kohlenfeld in einer Vertiefung granitischer Gesteine, welches nach Rogers und Lyell (Quart. journ. geol. soc. III. 1847. 281 und Geologie, Berlin 1858. II. 69) dem unteren Jura angehört.

Der weisse Jura oder Malm ist hingegen sehr arm an Steinkohlen, von denen nur die vier Flötze bei Boltigen in Canton Bern angeführt zu werden verdienen.

Die Wealdenformation Norddeutschlands enthält in dem Regierungsbezirk Minden, der Landdrostei Osnabrück und Hannover, dem Fürstenthum Schaumburg-Lippe 3—6 (am Osterwald über 1 m mächtige) Flötze von Steinkohle, welche einen Kohlenstoffgehalt von 68 bis zu dem hohen von 86,6 % (aber einen Aschengehalt von 18—20 %) besitzen; vorwiegend lieferte die Conifere Abietites Linki das Material zur Kohlenbildung.

Selbst die Kreideformation ist noch hier und da steinkohlenführend, z. B. die Gosauschichten der Nordostalpen bei Grünbach, w. von Wiener-Neustadt, wo

21 Kohlenflötze bekannt sind, davon die 3 mächtigsten bis 1 m stark werden, das Turon im tiroler Brandenbergthal (mit brackischen Conchylien in der Kohle nach Gümbel), der Quadersandstein bei Mährisch-Trübau und Boskowitz in Mähren mit 1—1,6 m mächtigen Flötzen, das Senon am Altenberg bei Quedlinburg (4 schmale Flötze, darunter eines 31 cm stark, die schlesische Senonbildung bei Wenig-Rackwitz und Ottendorf zwischen Löwenburg und Bunzlau, welche 3 Flötze enthält von zusammen 97—115 cm Kohle. Zur obersten Kreide gehört die Kohlenablagerung von Ajka im südl. Bakony in Ungarn, deren Material sich indessen den tertiären Kohlen nähert, gleichfalls die von Ruszkberg im Banat. Ferner werden die Kohlen von Fuveau und Gardanne in der Provence zum Senon gerechnet. Auch die Steinkohlen von Utrillas in Spanien und Venezuela in Südamerika sollen in den Kreideschichten gelegen sein. In der Provinz Nelson auf der Südinsel Neuseelands gehören kohlenführende Schichtensysteme der unteren Kreide an (vgl. v. Hochstetter, Geol. v. Neuseeland XXXVI). An der Nordseite des Monte Diablo, 30 Miles von San Francisco in Californien gelegen, treten in den oberen Schichten der Kreideformation Steinkohlenflötze auf, welche eine gute bituminöse Kohle liefern (J. D. Whitney, Geolog. survey of California, Geology I. 1865). Zufolge White sind Steinkohlen in Webb und Waverick Co., im Rio Grande-Gebiet in Texas cretaceisch.

Als Nummuliten-Kohle ist die von Entrevernes und Arrache in Savoyen zu erwähnen; bei Anzeindaz in der Nähe der Diablerets unweit Bex ist sie anthracitartig; am Niederhorn oberhalb Beatenberg gewinnt man eine Steinkohle, die in Bern zur Gasbereitung benutzt wird.

Im Folgenden seien einige Quellen erwähnt, welche, indem sie sich auf Steinkohlenbecken beziehen, die entweder durch Flötzverhältnisse oder durch Alter besonders interessant sind, von grösserer Wichtigkeit erscheinen, oder Zusammenfassendes enthalten:

Mietzsch, Geologie der Kohlenlager, Leipzig 1875.
Toula, Die Steinkohlen, Wien 1888.
Muck, Die Chemie der Steinkohle, 2. Aufl. Leipzig 1891.
Geinitz, Fleck u. Hartig, Die Steinkohlen Deutschlands und anderer Länder Europas, München 1865.
v. Dechen, Die nutzbaren Mineralien u. Gebirgsarten im deutschen Reiche, Berlin 1873. S. 263—428.
F. v. Hauer, Die Geologie u. ihre Anwendung auf die Kenntniss der Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie. 2. Aufl. Wien 1878.
Die Mineralkohlen Österreichs, Übersicht der geologischen, Betriebs- u. Absatzverhältn., zusammengestellt im k. k. Ackerbau-Ministerium. 2. Aufl. Wien 1878.
F. H. Lottner, Das westphäl. Steinkohlengebirge. 2. Aufl. Iserlohn 1868.
W. Runge, Das Ruhr-Steinkohlenbecken; mit 11 Tafeln. Berlin 1892.
Max Nöggerath, St. von Saarbrücken, Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Sal.-Wesen im preuss. Staate III. 1856. 139.
R. Nasse, Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges, ebendas. XXXII. 1884. 1.
v. Dechen, Orogr. geogn. Übersicht des Regierungsbez. Düsseldorf, Iserlohn 1864.
Fr. Hoffmann, St. d. Harzes, Übers. d. orog. u. g. Verh. NW.-Deutschl. 504.
Zobel u. v. Carnall, St. in Niederschlesien, Karsten's Archiv 1831. 3; 1832. 3.
Ferd. Roemer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. S. 39—101.
D. Stur, St. von Oberschlesien, Abhandlungen geol. R.-Anst. Bd. VIII. 1877.
H. Laspeyres, Geognost. Darstellung des Steinkohlengebirges u. Rothliegenden in d. Gegend n. von Halle a. d. S. Berlin 1875.

v. Gutbier, Geognost. Beschreibung des Zwickauer Schwarzkohlengebirges 1834.
H. B. Geinitz, Geognost. Darstellung d. Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig 1856.
Mietzsch, St. von Zwickau, Sect. Zwickau u. Lichtenstein der Erläuter. z. geol. Specialkarte des Kgr. Sachsen, 1877.
Ludwig, St. vou Berghaupteu, Schwarzwald, Jahrb. geol. R.-Anst. 1857. 334.
Jokély, St. von Brandau im Erzgebirge, Jahrb. geol. R.-Anst. 1857. 602.
v. Lidl, St. von Radnitz in Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. 1856. 278.
Polak, St. im Königgrätzer Kreise, Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. 1858. 239.
Foetterle, St.-Mulde von Ostrau, Mähren, Verh. geol. R.-Anst. 1868. 51.
Jičinsky, Monographie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers, Teschen 1885.
K. Feistmantel, St. Böhmens, Arbeiten d. geol. Abtheil. d. Landesdurchforsch. v. Böhmen. I. Theil. S. 19.
O. Feistmantel, St. Böhmens, N. Jahrb. f. Min. 1874. 406; auch Z. geol. Ges. XXV. 1873. 579. E. Weiss, ebendas. XXVI. 1874. 368.
Kušta, St. von Rakonitz, Verh. geol. R.-Anst. 1880. 317.
Lipold, St. von Schlan, Böhmen, Jahrb. geol. R.-Anst. 1862. 431.
M. Hantken v. Prudnik, Die Kohlenflötze und der Kohlenbergbau in den Ländern d. ungarischen Krone. Budapest 1878.
St. in Frankreich, Dufrénoy u. de Beaumont, Explication de la carte géologique de la France I. 499.
Fabricius, St. in Frankreich u. Belgien, Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im preuss. St. VIII. 1860. 157.
Barrois, Bassin houiller de Valenciennes, Ann. soc. géol. du Nord XVI. 48.
Viquesnel, St. d. Loiregegenden, Bull. soc. géol. (2) I. 70.
Gruner, St. v. Ahun (Creuse) in Frankreich, Bull. soc. géol. (2) XXV. 1868. 391.
Fayol, Études sur le terrain houiller de Commentry. St. Étienne 1887.
Bergeron, Note sur les bassins houillers de Graissessac et de Decazeville, Bull. soc. géol. (3) XVII. 1889. 1032.
Marcel Bertrand, Bassins houillers du Plateau central de la France, Bull. soc. géol. (3) XVI. 1888. 517.
Laromiguière, Bassin houiller de Carmaux-Albi, Bull. soc. de l'industrie minér. V. 1891. 647.
Edward Hull, The coal fields of Great Britain, their history, strncture and resources, with notices of the coal fields of other parts of the world. 4. ed. London 1881.
v. Dechen u. v. Oeynhausen, Steinkohlenbergbau in England, Karsten's Archiv V. 1833. 1 und VI. 1833. 3.
Buckland, St. des Forest of Dean, Trans. of geol. soc. 1824. 280.
v. Dechen u. v. Oeynhausen, St. v. Mons, Belgien, Karsten's Archiv X. 107.
Auerbach u. Trautschold, Die Kohlen Russlands (Nouv. Mém. soc. imp. des natural. de Moscou XIII). Moskau 1860.
Emil Leo, Die Kohlen Centralrusslands, mit 7 Tafeln. St. Petersburg 1871.
V. v. Möller, Kohlen Russlands, Congrès international de Géologie tenu à Paris en 1878. Paris 1880. 111.
J. d'Harveng, St. von Eregli (Heraklea), Kleinasien, Revue univers. des mines XX. 1892. 34.
D. Sharpe, St. von Vallongo, Portugal, Quart. journ. geol. soc. IX. 1853. 142.
de Reydellet, St. v. Puertollano, Spanien. Bull. soc. géol. (3) III. 1875. 160.
Mac Farlane, The coal regions of the United states, New York 1873.
J. W. Dawson, St. von Nova Scotia und New-Brunswick, Quart. journ. geol. soc. XXII. 1866. 95.

J. W. Dawson, St. d. ö. Nova Scotia u. der Prince-Edwards-Insel (permocarbonisch), Quart. journ. geol. soc. XXX. 1874. 209.
St. in Canada, Quart. journ. geol. soc. I. 1845. 322.
Lesley, St. v. Cape Breton, Amer. journ. of sc. (2) XXXIII. 1863. 179.
C. H. Hitchcock, nordamerikanische Steinkohlengebiete, Geolog. magazine X. 1873. 99.
v. Hochstetter, carbonische u. mesozoische Kohlen Asiens; Asien, seine Zukunftsbahnen und Kohlenschätze. Wien 1876.
v. Richthofen, Die Kohlenfelder Chinas; Mittheil. d. geograph. Ges. in Wien. 1874.
Reuss, Dyas-St. in Böhmen, Sitzgsber. d. Wien. Akad. XXIX. 148.
Austen, Dyas-St. von Litry und Plessis, Quart. journ. geol. soc. II. 1846. 1.
Rhätische St. von Höganes; u. a. Ed. Erdmann, La recherche géolog. de la Suède, Stockholm 1873.
Lipold, Trias- und Lias-Alpenkohlen, Jahrb. geol. R.-Anst. XV. 1865. 1.
Andrä, Lias-St. von Steyerdorf im Banat, Abhandl. geol. R.-Anst. II. 1855. 27.
Kudernatsch, ebendar., Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 219.
Fötterle, ebendar., ebendas. XII. 1861. 214.
B. Roha, ebendar., ebendas. XVII. 1867. 63.
Peters, Lias-St. v. Fünfkirchen, Sitzgsber. Wiener Akad. d. W. XLVI. I. 1863. 241.
G. vom Rath, ebendar., Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn, 1879. 28.
R. Knapp, Lias-St. von Berzaszka, Verh. geol. R.-Anst. 1870. 100.
Tietze, Lias-St. von Persien, Verh. geol. R.-Anst. 1875. 27. 41.
Mesozoische St. in Indien: H. T. Blanford, Memoirs of geol. survey of India VI. art. 2. M. Taylor, Journ. of r. geol. soc. of Ireland XIII. 125. Feistmantel, Verh. geol. R.-Anst. 1876. 168; N. Jahrb. f. Min. 1877. 147.
T. Dahll, Jura-St. der Lofoten, Bull. soc. géol. (2) XXVII. 1870. 357.
Judd, Jura-St. von Brora in Sutherland, Quart. journ. geol. soc. XXIX. 1873. 157.
D. Sharpe, Jura-St. in Portugal, Quart. journ. geol. soc. VI. 1850. 159.
Marcel de Serres, Jura-St. im Dép. des Aveyron, Comptes rendus XLVI. 1858. 999.
Sorokin u. Simonowitsch, Jura-St. des Gouv. Kutais, N. Jahrb. f. Min. 1889. II. 106.
St. in Australien, Annals and magazine of nat. history XX. 1847. 308 und (2) II. 206. Quart. journ. geol. soc. III. 244; IV. 60; XVII. 354.
Reuss, Kreide-St. in Mähren, Jahrb. geol. R.-Anst. 1854. 726.
Cžjžek, Kreide-St. der österreichischen Alpen, ebendas. II. 107.
v. Cotta, Kreide-St. v. Ruszkberg im Banat, N. Jahrb. f. Min. 1858. 56.
de Verneuil, Kreide-St. v. Utrillas in Spanien, Bull. soc. géol. (2) XI. 661.
White, Kreide-St. in Texas, Amer. journ. of sc. (3) XXXIII. 1887. 18.
Ch. Fr. Hartt, St. Brasiliens, Geology and physical geography of Brazil. Boston and London 1870.

Braunkohle.

Die Braunkohle ist eine dichte oder erdige, leicht brennbare, holzbraune bis pechschwarze Kohlenmasse der Tertiärformation mit braunem Strich, die sich ausserdem durch ihren grösseren Gehalt an O und H von der Steinkohle unterscheidet. Sollten fossile Brennstoffe aus einer älteren Formation als dem Tertiär ähnliche petrographische Eigenschaften besitzen, wie die eigentliche Braunkohle, so pflegt man sie doch mit Rücksicht auf ihr höheres Alter als Steinkohlen zu bezeichnen.

Die Braunkohle zeigt sehr häufig deutlich erkennbare vegetabilische Structur; der Bruch ist muschelig, holzartig-faserig oder uneben-erdig; vom Fettglanz

durch das schimmernde bis zum matten; im Strich stets mehr oder weniger glänzend; etwas spröde oder mild, in dünnen Blättern oder Fasern oft elastisch biegsam; weich, oft zerreiblich; spec. Gew. 1—1,5.

Die Br. hat eine ähnliche Zusammensetzung wie die Steinkohle; sie besitzt indessen nur 55—75% C, dagegen 19—26% O (und N), 3—6% H, und eine grössere Menge von verunreinigenden erdigen Beimengungen; sie ist nicht schmelzbar wie einige Steinkohlen, aber leicht entzündlich und verbrennlich mit russender Flamme, einem stinkenden, brenzlich-talgartigen Geruch und Hinterlassung einer oft beträchtlichen Aschenmenge. Bei der trockenen Destillation ergeben sich ähnliche Zersetzungsproducte, wie sie die Steinkohle liefert; doch findet sich darunter nach Kremers kein freies Ammoniak, dagegen freie Essigsäure und essigsaures Ammoniak. Braunkohlenpulver mit Kalilauge erwärmt, pflegt diese tiefbraun zu färben, indem ulminsaures Kali gebildet wird, wodurch sich das Pulver der Br. im Allgemeinen von dem der Steinkohle unterscheidet. Doch macht Wartha (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1867. 741) darauf aufmerksam, dass zwar eine von Kalilauge stark angreifbare Kohle nicht den Steinkohlen zuzuzählen ist, es aber auch Br. gibt, z. B. die von Käpfnach, welche nur spurenweise oder gar nicht angegriffen wird. Aus der mit Schwefel erhitzten Br. entwickelt sich viel Schwefelwasserstoff.

Von den zahlreichen Braunkohlenanalysen seien hier einige mitgetheilt. Regnault (Lehrb. d. Chem. übers. v. Boedeker IV. 223) führt folgende an:

Fundort	spec. Gew.	Kohlenst.	Wasserst.	Sauerst. und Stickst.	Asche
I. von Dax	1,272	69,52	5,59	19,90	4,99
II. vom Meissner in Hessen .	1,351	70,73	4,85	22,65	1,77
III. von den Rhônemündungen	1,254	63,01	4,58	18,98	13,43
IV. aus den Niederalpen . . .	1,276	69,05	5,20	22,74	3,01
V. aus Griechenland	1,185	60,36	5,00	25,62	9,02
VI. von Köln	1,100	63,42	4,98	27,11	5,49
VII. von Uznach (foss. Holz) .	1,167	55,27	5,70	36,84	2,19
VIII. von Elbogen in Böhmen .	1,157	72,78	7,46	14,80	4,96

Die berechnete Zusammensetzung ist nach Abzug der Asche:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Kohlenstoff	73,18	72,00	72,78	71,20	66,36	66,04	56,50	76,58
Wasserstoff	5,88	4,93	5,29	5,36	5,49	5,27	5,83	7,85
Sauerst. u. Stickst..	21,14	23,07	21,93	23,44	28,15	28,69	37,67	15,57

Kühnert führt an (Ann. der Chem. u. Pharm. XXXVII. 97):

	Kohlenst.	Wasserst.	Sauerst.	Wasser	Asche
vom Meissner (Pechkohle) . . .	56,60	4,75	27,15	9,07	2,43
vom Habichtswald (Pechkohle) .	57,26	4,52	26,10	10,79	1,33
vom Hirschberg (gem. Br.) . . .	54,96	4,01	22,31	15,52	3,20
vom Stillberg (gem. Br.)	50,78	4,62	21,38	16,27	6,95
vom Hirschberg (bitum. Holz) .	51,70	5,25	30,37	11,39	1,29

Bei den Br.n des Bauersbergs bei Bischofsheim vor der Rhön fand Klinger für die verschiedenen Varietäten:

Pechkohle . . .	76,43 Kohlenst.,	8,88 Wasserst.,	13,99 Sauerst. u. Stickst.					
Braunkohle . . .	61,74	»	4,94	»	20,60	»	»	»
Lignit	64,22	»	5,56	»	23,52	»	»	»

A. Hilger bestimmte für diese 3 Varietäten den Wassergehalt als 11,6—15,2, den Aschengehalt als 8,5—10,4%.

Wo der Stickstoff besonders bestimmt wurde, beträgt dessen Menge ungefähr 0,2 bis 2%; die etwa vorhandene Schwefelmenge (theils als freier Schwefel, theils als Eisenkies zugegen) beträgt im Durchschnitt 0,5 bis 3% und steigt in der eocänen Br. aus dem Carpanothal in Istrien auf 7,53%. Die Menge der Asche und ihre chemische Zusammensetzung ist sehr verschieden und wechselt sogar in demselben Flötz bedeutend; hauptsächlich sind darin vorhanden lösliche Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd, Schwefelsäure (z. Th. als Kalksulfat), Kalk (als Sulfat, Silicat, Carbonat), dazu Sand und Thon, zurücktretend Magnesia, Alkalien, Phosphorsäure, Kohlensäure, Chlor. Die Aschenmenge in der Br. von Petschounig in Untersteiermark betrug 15,0% (v. Zollikofer), die in der von Edelény bei Miskolcz in Ungarn 19,34% (Sonnenschein).

Feste Grenzen zwischen Braunkohle und Steinkohle sind natürlich ebenso wenig zu ziehen, wie zwischen Steinkohle und Anthracit.

Chemische Untersuchungen über Braunkohlen enthalten u. a. folgende Abhandlungen:

Berthier, Ann. de chim. et d. phys. LIX. Journ. f. pr. Chem. VI. 208.
Bischof, Br. aus d. Prov. Sachsen, Liebig etc. Jahresber. 1850. 689.
Blei, Br. v. Preusslitz, Neu-Gattersleben, Lebendorf, Aschersleben u. s. w., Schweigger's Journ. LXIX. 129; Journ. f. pr. Chem. VI. 336.
Bleibtreu, Br. v. d. Haardt bei Bonn, Karsten's Archiv XXIII. 413.
Bolley, Br. von Semsales, Schweiz, Dingl. polyt. Journ. CLXII. 78.
Brückner, Br. von Weissenfels in Thüringen, Journ. f. pr. Chem. LVII. 1.
Casselmann, Br. vom Westerwald und von Regensburg, Ann. d. Chem. u. Pharm. LXXXIX. 41. 181. 372.
L. Gmelin, Br. von Sipplingen, N. Jahrb. f. Min. 1839. 527.
Gräger, Br. vom Meissner, Hirschberg, Fahlbach, Mühlhausen, Archiv d. Pharm. XLVIII. 34.
Harkness u. Blyth, Br. von Irland und Mull, N. Jahrb. f. Min. 1856. 732.
v. Hauer, Br. aus Österreich, vielorts in dem Jahrb. geol. R.-Anst.
Hess, Br. aus Hessen, Ann. d. Chem. u. Pharm. LXVII. 366.
Hilger, Br. von Bischofsheim vor der Rhön, Annal. d. Ch. u. Pharm. CLXXXV. 211.
Johnstrup, Br. der Faeröer. Verh. d. kgl. dän. Ges. d. Wissensch. 1873. 147.
v. Losanitsch, Br. Serbiens, Ber. chem. Ges. XX. (2). 1887. 2716.
Karsten, Br. von Weissenfels u. Helbra, preuss. Sachsen, Z. geol. Ges. II. 1850. 71.
Köttig, Br. aus Böhmen, Journ. f. pr. Chem. XXXIV. 1845. 365.
Kremers, Br. von Artern, Poggend. Ann. LXXXIV. 1851. 67.
Kühnert, Br. aus Hessen, Ann. d. Chem. u. Pharm. XXXVII. 94.
Marx, Br. von Helmstedt, Journ. f. pr. Chem. X. 77.
Morawski, Br. von Donawitz bei Karlsbad, Verh. geol. R.-Anst. 1872. 163.
Müller, Br. von Sonnenberg bei Luzern, Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1858. 158.
Nendtvich, Br. aus Ungarn, Journ. f. pr. Chem. XLI. 8; XLII. 365.
Regnault, Br. aus Frankreich, Griechenland, Böhmen, vom Meissner, von Uznach, Cuba, Köln, Ann. des mines (3) XII. 161. Journ. f. pr. Chem. XIII. 149.

Reinsch, Br. von Verau in der Oberpfalz, Journ. f. pr. Chem. XIX. 485.
Röthe, Br. aus Bayern, XIV. Bericht des naturh. Ver. zu Augsburg 1861. 71.
Schrötter, Br. aus Österreich, Poggend. Ann. LIX. 37. Sitzgsber. Wiener Akad. 1849. Liebig etc. Jahresber. 1849. 708.
Sonnenschein, Br. von Miskolcz, Ungarn, Jahrb. geol. R.-Anst. VII. 1856. 698.
Trottarelli, Br. von Terni, Italien, Boll. com. geolog. d'Italia 1884. 272.
Struve, Br. vom nördl. still. Ocean, Petersb. Akad.-Ber. IV. 337.
Vohl, Destillationsprod. d. Br., Ann. d. Chem. u. Pharm. XCVII. 9; XCVIII. 181; CIII. 283.
Wartha, Br. der arktischen Zone, Züricher Vierteljahrsschrift XI (3). 281.
Wittstein, Br. aus Oberbayern, N. Jahrb. f. Min. 1864. 52.
Woskressensky, Br. aus Russland, Verh. d. miner. Ges. v. Petersburg 1842. 44. Journ. f. pr. Chem. XXXVI. 185.
v. Zollikofer, Br. von Cilli, Untersteiermark, Jahrb. geol. R.-Anst. X. 1859. 191.

Man pflegt bei der Braunkohle zu unterscheiden:

Pechkohle, die derbe, spröde, pechschwarze, wachs- oder fettglänzende Braunkohle mit vollkommen muscheligem Bruch, welche unter allen Varietäten die grösste Härte besitzt; sie nähert sich äusserlich manchmal sehr der Steinkohle und oben wurde bemerkt, dass man mit Pechkohle (Pechsteinkohle) auch eine Steinkohlenvarietät bezeichnet. Die Pechkohlen sind häufig zerborsten und zerklüftet und lassen makroskopisch fast nie Spuren von Holzstructur mehr wahrnehmen. Die eigenthümliche sog. Kreiskohle von Eibiswald in Steiermark, Miesbach und Pensberg in Bayern, Häring in Tirol weist auf dem Bruch mehr oder weniger kreisförmige platte Absonderungsflächen von 0,001—0,26 m Durchmesser auf, von tellerähnlichem Ansehen, oft mit Häutchen von Calcit oder Eisenkies überzogen, deren Entstehung noch nicht genügend aufgeklärt ist (s. darüber C. Zincken, Berg- und Hüttenmänn. Zeitg. 1876. Nr. 45; vgl. Augenkohle S. 599); vielleicht entstanden diese Ablosungen durch die Eintrocknung teigiger Massen; Weiss verglich sie mit ganz ähnlichen in einem Letten von Helbra bei Eisleben (Z. geol. Ges. II. 1850. 173).

Gemeine Braunkohle (Brown-coal, Houille brune), derbe Massen mit mehr oder weniger flachmuscheligem Bruch, geringerer Sprödigkeit und geringerer Härte als sie der Pechkohle eigen ist, auch nur schimmernd bis schwach fettglänzend, schwärzlichbraun bis pechschwarz, mit bald deutlicheren bald undeutlicheren Spuren von Holzstructur. Übergänge finden statt in Pechkohle und Moorkohle, mit der letzteren ist sie die gewöhnlichste Varietät der Braunkohle. Meistens ist sie, wie die gemeine Steinkohle von schieferigen Längsabsonderungen durchzogen.

Moorkohle (Moor-coal, Houille limoneuse), derbe Massen mit ebenem Bruch und meist feinerdiger Zusammensetzung, mit schwarzer Farbe und glänzendem Strich, eng zusammenhängend mit der

Erdigen Braunkohle, Erdkohle (Earthy brown-coal, Lignite terreux), zerreibliche Massen aus staubartigen, mehr oder weniger lose zusammenhängenden Theilen bestehend, mit vollständig erdigem Bruch und sehr mattem Glanz, von schwärzlichbrauner bis gelblichbrauner Farbe. Hierher gehört die zur

Malerfarbe verwandte sog. kölnische Umbra, früher bei Frechem unweit Köln gewonnen.

Holzförmige Braunkohle, bituminöses Holz, Lignit (Bituminous wood, Bois bitumineux, Lignite fibreux), Massen, welche deutlich sowohl die Form als die Structur von Holz an sich tragen, an denen man Stamm-, Ast- und Wurzelstück noch unterscheiden kann; in dem muscheligen Querbruch sind nicht selten Rinde und Jahresringe noch zu beobachten; von holzbrauner, schwärzlichbrauner bis schwarzer Farbe. Bituminöses Holz bildet in grossen Stücken und ganzen Stämmen selbständige Lager oder erscheint in einzelnen, aufrecht stehenden und liegenden Stämmen innerhalb anderer Braunkohlenvarietäten, namentlich der Moorkohle. Hieran schliesst sich die

Bastkohle, von bastartigem Ansehen und Gefüge; elastisch biegsame Theile, fettig schimmernd, von holzbrauner bis pechschwarzer Farbe, wahrscheinlich umgewandelte Rinde (Ostheim und Ossenheim in der Wetterau, Striese und Laasen in Schlesien), und

Nadelkohle (Lignite bacillaire), aus bräunlichschwarzen elastischen Nadeln bestehend, die oft über 2 Decimeter lang und parallel gelagert, zu derben Stücken mit einander verbunden sind, welche aussen matt erscheinen, innen auf dem muscheligen Bruch Fettglanz besitzen; es sind Überreste von Palmenstämmen, deren Zellengewebe verschwunden ist, so dass die Faserbündel blosgelegt sind; Lobsann im Elsass (vgl. Daubrée im Bull. soc. géol. (2) VII. 1850. 448); Liblar und Walberberg bei Brühl in der Rheinprovinz, Edersleben in der Prov. Sachsen.

Blätterkohle, Papierkohle (Dysodil) (Houille papyracée, Terre bitumineuse feuilletée). Derbe Massen aus papierdünnen, leicht von einander trennbaren, lederähnlichen, biegsamen und zähen Häuten bestehend, von gelblichbrauner, leberbrauner bis schwärzlichbrauner Farbe, schimmernd bis matt. Die Blätterkohle besteht vorwiegend aus Bitumen, Thon und Kieselsäure, weshalb sie einen grossen Aschenrückstand lässt; sie ist nach Ehrenberg vielfach als ein von Erdpech durchdrungener Polirschiefer oder Blättertripel zu betrachten (Poggend. Ann. XLVIII. 1839. 573 ff.); so hat er für die Blätterkohle von der Grube Krautgarten bei Rott, vom Pfannenschoppen bei Geistingen am Siebengebirge und von Liessem bei Lannesdorf unfern Bonn gezeigt, dass sie innig mit Polirschiefer in Verbindung steht, indem dieser theils in dünnen Schichten mit der Blätterkohle abwechselt, theils in kleinen nierenförmigen Partieen sich darin eingeschlossen findet, theils auch die Blätterkohle durch und durch mit Kieselinfusorien erfüllt ist (Bericht über die Verh. der Berliner Akademie 1846. 158; 1848. 8). Das Blätterkohlenlager ist dicht bei Liessem 19 Fuss, s. davon sogar über 50 Fuss mächtig. Ausserdem kommen in der Gegend s. vom Siebengebirge noch bei Orsberg unfern Erpel und am Stösschen bei Linz Blätterkohlen vor. Nöggerath beschreibt von Rott eine verkieselte Papierkohle, welche am Stahl Funken gibt und fast kieselschieferähnlich ist. Reich sind diese Blätterkohlen an organischen Überresten, namentlich Fischen (Leuciscus papyraceus) und Dicotyledonenblättern (vgl. v. Dechen, Geogn. Führer in d. Siebengeb. 1861. 305 ff.).

Andere Blätterkohlen finden sich zu Dierdorf bei Neuwied, zu Glimbach in der Gegend von Giessen, bei Salzhausen in der Wetterau, im Riesgau, wo sie H. Frickhinger sehr ausführlich untersuchte und bei der Analyse fand: Asche (hauptsächlich $CaCO_3$ und Thon) 69,46; C 19,35; H 3,82; N 0,19; O 5,84; S 0,60; H_2O 0,73% (Verh. d. Würzburger phys.-med. Ges. N. F. IX; N. Jahrb. f. Min. 1875. 760). Ferner auch im Val de la Mone in der Auvergne und zwischen Mellili und Lentini in Sicilien (Fr. Hoffmann, Geogn. Beob. ges. auf einer Reise d. Ital. u. Sic. 1839. 503); die letztere hat man auch Dysodil genannt (Cordier, Journ. d. mines XXIII. 271), weil sie beim Verbrennen einen sehr unangenehmen Geruch entwickelt; diesen Namen übertrug man später, weil sie die Eigenschaft theilen, gleichfalls auf die anderen Blätterkohlen. Der Dysodil ist im Allgemeinen zur Gasbereitung recht dienlich.

Anhangsweise sei noch die Wachskohle, wachshaltige Braunkohle (Pyropissit, Kenngott) erwähnt, welche bei Granschütz und bei Gerstewitz unweit Weissenfels und bei Helbra in pr. Sachsen den oberen Theil eines Braunkohlenflötzes bildete (bis zu 3½ Fuss mächtig nach Mahler), eine im feuchten Zustand dunkelgraulichgelbe bis gelblichbraune, knetbare und schmierig-fettig anzufühlende, im trockenen Zustand erdige und leicht zerbröckelnde Masse, mit glänzendem Strich und dem spec. Gew. 0,9, die schon leicht an der Lichtflamme sich entzündet, mit heller russender Flamme brennt, schwere weisse Dämpfe entwickelt und sich zu einer schwarzen pechartigen Masse schmelzen lässt; die wachsartige, nach Brückner sehr zusammengesetzte Substanz kann man mit Aether ausziehen (vgl. Journ. f. prakt. Chem. LVII. 1), durch trockene Destillation erhielt Marchand 62% Paraffin. Eingehende Mittheilungen über Vorkommen und Lagerungsweise dieser Substanz machte E. Stöhr im N. Jahrb. f. Min. 1867. 403. Ein anderes Vorkommniss von Pyropissit wird von Zweifelsreuth im Braunkohlenbecken von Eger angegeben; nach Stöhr enthält auch die Lignitablagerung aus dem oberen Val d'Arno stellenweise z. B. bei Gaville unreinen Pyropissit (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1872. 746). Mietzsch schreibt der Wachskohle unter den Braunkohlen die entsprechende Stellung zu, wie sie die Bogheadkohle unter den Steinkohlen einnimmt.

Zur Zeit bildet, nachdem die Pyropissit-Vorkommnisse fast gänzlich abgebaut sind, in der Prov. Sachsen das Rohmaterial für die Mineralölfabrikation die sog. Schweelkohle, eine im grubenfeuchten Zustand mehr oder weniger plastische, theilweise auch schmierige und sich fettig anfühlende Masse, welche einen sehr wechselnden Gehalt an Kohlenwasserstoffen besitzt, der sie allein zu Schweelereizwecken tauglich macht; eine Kohle wird noch als schweelwürdig betrachtet, wenn sie auf 1 hl Masse 3,9—4 kg Theer ausbringt.

Zu den Mineralien, welche accessorisch in der Braunkohle auftreten, gehören namentlich Eisenkies und Markasit, schwefelsaure Salze und organische Verbindungen. Die Eisenbisulfide sind sehr häufig in Krystallen, Krystallaggregaten, Kugeln und Knollen, oft in beträchtlicher Menge und grosser Feinheit eingesprengt, oder bilden Überzüge über die Klüfte und Ablosungsflächen; wie

in der Steinkohle ist ihre Bildung von einer Reduction des Eisenvitriolgehalts durchsickernder Gewässer durch die Kohlen abzuleiten. Ganz spärlich sind auch andere Schwefelverbindungen, Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Realgar uud Auripigment beobachtet worden. Aus der Zersetzung des Schwefeleisens gehen Eisenvitriol, Gyps, Eisenalaun (Federalaun, Haarsalz), Bittersalz, Schwefel (bisweilen selenhaltig) hervor, welche alle nicht selten in der Braunkohle vorkommen; manchmal findet sich auch Kalkspath, Ammoniakalaun bei Tschermig in Böhmen. Kleine, an beiden Enden ausgebildete Quarzkrystalle liegen unregelmässig zerstreut in der Braunkohle von Artern in Thüringen; die Kohle von Voitsberg-Lankowitz in Steiermark beherbergt Drusen feiner Quarzkrystalle und auf Klüften Eisenspath; die von Teplitz führt Faserquarz als Gangausfüllung (G. Rose in Z. geol. Ges. X. 1858. 98).

Von den accessorischen organischen Verbindungen sind zu nennen: Oxalit: Gross-Almerode in Hessen, Koloseruk bei Bilin in Böhmen, Cap Ipperwash in Canada. Mellit, Honigstein: Artern in Thüriugen, Luschitz bei Bilin in Böhmen. Retinit: Laubach in Hessen, Murtendorf in Thüringen, Radnitz in Böhmen, Boskowitz und Uttigshof in Mähren, Bovey in Devonshire. Jaulingit: Jauling in Niederösterreich, Oberdorf in Steiermark (nahestehend der sog. Köflachit von Lankowitz bei Köflach). Trinkerit: Carpano in Istrieu. Bernstein: wird angeführt von Lobsaun im Elsass, Muskau in Schlesien, St. Symphorien im Dép. der Loire, Noyers im Dép. der Eure, Forcalquier im Dép. der Niederalpen u. a. O. in Frankreich; Coboalles in Asturien, Cap Sable in Maryland. Nach Göppert (Bernsteinflora 1853) gehören indessen diese Vorkommnisse nicht dem eigentlichen Bernstein an, welcher auf neuere pliocäne Formationen beschränkt ist; es sind wahrscheinlich nur bernsteinähnliche Harze, Retinite oder Retinasphalte. Krantzit: Lattorf bei Nienburg unfern Bernburg. Rosthornit: Guttaring in Kärnten. Pyroretin: Salesl im böhmischen Mittelgebirge. Refikit (Des Cloizeaux, Minéral. 1874. II. 58): Montorio bei Feramo, Abruzzen. Walchovit: Walchow und Obora in Mähren. Ozokerit: Galizien, Slanik in der Moldau, Newhaven in Connecticut. Scheererit: Bach auf dem Westerwalde, Prävali in Kärnten, Uznach bei St. Gallen; hier auch der Könlit. Piauzit: Piauze n. von Neustädtl in Krain, Tüffer in Steiermark, Okurelkaflötz bei Johannesthal in Krain). Dopplerit: Uznach bei St. Gallen, Walberberg bei Bonn. Branchit: Monte Vaso in Toscana. Hartit: Voitsberg-Lankowitz in Steiermark, Oberhart bei Gloggnitz in Österreich, hier auch der Ixolyt. Euosmit: Thumsenreuth in der bayer. Oberpfalz. Hofmannit: Umgegend von Siena. Bombiccit: Castel Nuovo im oberen Arnothal. — Über accessorische Mineralien in der Braunkohle vgl. Loretz, N. Jahrb. f. Min. 1863. 654. — Quarzgeschiebe von mehreren Centimeter Durchmesser kommen nach C. Zahálka in der Braunkohle (Pechkohle) von Proboscht in Böhmen vor (ebendas. 1893. II. Ref. 388; vgl. S. 601).

Übereinstimmend mit der Steinkohle erscheint auch die Br. in der Form von Lagern, den sog. Braunkohlenflötzen, welche oft grosse Regelmässigkeit in

ihrer Lagerung zeigen und nicht selten mit bedeutender Mächtigkeit über weite Strecken ausgedehnt sind. Flötze über 15 m mächtig sind in manchen Braunkohlenrevieren keine Seltenheit. Beispiele von mächtigen Flötzen liefern die Gegend von Halle, das Brühler Revier zwischen Bonn und Köln, Salzhausen in Hessen, Zittau in Sachsen (stellenweise über 30 m). Verdrückungen der Flötze und plötzliche stockförmige Anschwellungen werden nicht selten beobachtet. An einem und demselben Flötz betheiligen sich oftmals mehrere petrographische Varietäten, so z. B. bei den Flötzen des Bauersberges bei Bischofsheim vor der Rhön, wo die oberste Zone aus dichtem Lignit, die Mitte aus erdiger Braunkohle, die unterste Lage aus glänzender Pechkohle besteht. Die fossilen Pflanzenreste sind bisweilen in verschiedenen Niveaus eines und desselben Flötzes von abweichender Natur und es ergibt sich dann wohl evident, dass hier ursprünglich von Wasserlachen bedeckte Flächen bestanden, welche allmählich trocken gelegt und zunächst dann von Sumpf- und Moorvegetation, später von Wald überzogen wurden, wie denn H. Credner von dem Flötz von Tanndorf berichtet, dass die unteren thonigen dünnschichtigen Partieen reich an Resten von schwimmenden Wasserpflanzen (Salvinia, Trapa), die darauf folgenden Lagen voll von Arundo-Stengeln und vielleicht vom Winde eingewehten Salix-Blättern sind, auf welche nun erst das aus Sequoia-, Betula-, Palmacites-Stämmen aufgebaute eigentliche Flötz folgt. — Gewisse Braunkohlen sind nicht aus den an Ort und Stelle gewachsenen Pflanzen, sondern aus zusammengeschwemmten Hölzern und pflanzlichem Detritus entstanden und zwar theils in Süsswasserbecken, theils in brackischem und salzigem Wasser, in Aestuarien oder an der Meeresküste. Nach Gümbel lagern die oberen oligocänen Pechkohlen von Miesbach, Peissenberg, Pensbach zwischen brackischen Mergelschichten, Blattreste führenden Sandsteinbänken und groben festen Conglomeraten, begleitet von gelblichweissen bituminösen Kalkschichten, welche, wie die Braunkohle Land- und Süsswasserconchylien einschliessen, während die Pechkohle von Häring marinen Mergelschichton eingelagert ist und die begleitenden kalkigen Schichten neben Landpflanzen und Landconchylien auch brackische Conchylien enthalten (Sitzungsber. Münchener Akad. 1883. 149. 209). Über die entsprechenden Verhältnisse bei den Steinkohlen s. S. 633.

Die Flötze der Braunkohlen sind niemals in solcher Anzahl übereinander geschichtet, wie es bei denen der Steinkohlen der Fall ist; ein grosser Flötzreichthum erscheint schon in der Gegend von Bilin und Altsattel in Böhmen, wo 4, bei Riestedt, wo 5, bei Muskau in der Lausitz, wo 6 und in der Mark Brandenburg, wo 7 übereinanderliegende Flötze bekannt sind. Die Zwischenmittel zwischen den einzelnen Braunkohlenflötzen bestehen meistens aus plastischem Thon oder Sand. Wo während der Bildung der Braunkohlenschichten die Ablagerung eines Eruptivgesteins in der Nähe vor sich ging, da sind es auch wohl Tuffe und Conglomerate (von Basalt und Trachyt), welche sich zwischen die Braunkohlenflötze eingeschaltet finden, wie z. B. im Siebengebirge, am Meissner in Hessen, im böhmischen Mittelgebirge, in der Lausitz, bei Jauer in Schlesien. — Über die

Vercokung von Braunkohlenflötzen im Contact mit basaltischen Gesteinen s. III. 116, 117.

Hauptsächlich die Tertiärformation, welche man eben dieses Umstandes willen auch mit dem Namen der Braunkohlenformation belegt hat, ist die Heimath der Braunkohlenbildungen. Nördlich von der Donau kann man nach dem Vorgang von Leopold v. Buch (Lagerung der Br.n in Europa, Berlin. Akad. d. W. 20. Nov. 1851) allgemein sieben grössere Braunkohlendistricte, Braunkohlenbecken unterscheiden, deren Kohlen indessen nicht alle von demselben Alter sind, sondern verschiedenen Etagen der Tertiärformation angehören; jedes dieser Becken besteht eigentlich aus einer Ansammlung kleinerer Becken:

1) Das oberrheinische Becken zwischen dem Schwarzwald und den Vogesen.

2) Das rheinisch-hessische Becken, welches sich zwischen dem Taunus, dem westphälischen Sauerlande und dem Thüringer Walde ausdehnt, und in der Mitte von den Basalten der Rhön, des Vogelsbergs, des Habichtswaldes und des Westerwaldes durchsetzt wird. In der Wetterau sind die Br.n von Salzhausen die wichtigsten; diese Br.n sind wenigstens grösstentheils miocänen Alters.

3) Das niederrheinische Becken, n. vom Siebengebirge, findet bei Bonn und Köln in der Gegend von Brühl zwischen Erft und Rhein die Hauptentwickelung und reicht rheinabwärts bis in die Gegend von Düsseldorf und Aachen; auch rheinaufwärts ziehen sich einzelne Ablagerungen bis in die Gegend von Linz; nach den durch C. O. Weber untersuchten Pflanzenresten gehören diese Br.n dem oberen Oligocän an.

4) Das thüringisch-sächsische Becken, die (unter-) oligocänen Braunkohlenablagerungen von Thüringen, preussisch Sachsen, des Königreichs Sachsen, Sachsen-Altenburgs begreifend. Hauptlagerorte sind: die 8 Meilen lange und 1 Meile breite Mulde, welche sich von Stassfurt über Egeln und Oschersleben bis Helmstedt fortzieht, wo sechs Flötze übereinanderliegen; die Becken von Bornstedt, von Riestedt bei Sangerhausen, bei Artern, bei Weissenfels, Merseburg und Halle im Gebiet der Saale, bei Muskau u. s. w. H. Credner hat nachgewiesen, dass im Leipziger Kreis über der unteroligocänen Braunkohlenbildung und getrennt davon durch marinen Sand und Septarienthon (mitteloligocän) auch noch in den oberoligocänen Schichten Braunkohlenflötze vorkommen; die Br. gehört also hier zwei Niveaus des Oligocäns an. Mit diesem Becken hängen zusammen:

5) Die norddeutschen Braunkohlenbildungen, sich durch ganz Norddeutschland, Preussen und Polen erstreckend.

6) Das böhmische Becken; im n.w. Böhmen finden sich im Gebiet der Eger drei abgesonderte Becken, das obere, mittlere und untere Egerbecken. Das mittlere, das Falkenau-Elbogener Becken, in welchem man nach v. Hochstetter eine ältere vorbasaltische und eine jüngere nachbasaltische Braunkohle unterscheiden kann, wird durch die Basalte bei Saaz von dem ausgedehnteren unteren Egerbecken, durch die Bergkette bei Maria-Culm von dem kleineren oberen Egerbecken geschieden. Stur gliedert die nordböhmischen Br.n in drei Stufen, eine vorbasaltische, basaltische und nachbasaltische. Fast 100 Fuss erreichende Flötzmächtigkeit ist nicht selten; die jüngere Kohle scheint grösstentheils dem oberen Miocän, die ältere dem Oligocän anzugehören.

7) Das schlesische Becken, vom Bober bis tief nach Oberschlesien reichend, mit den galizischen und polnischen Braunkohlenlagern zusammenhängend, wahrscheinlich theils mittel-, theils obermiocän; in Niederschlesien von Liegnitz und Breslau bis Neisse und Oppeln oligocänen Alters.

Ausser diesen, n. von der Donau gelegenen Braunkohlenablagerungen sind in Centraleuropa hauptsächlich noch folgende zu erwähnen: das obereocäne oder

unteroligocäne Braunkohlenbecken von Häring, s. von Kufstein, mit einem bis zu 6 Klafter mächtigen Flötz, die oligocänen Braunkohlenflötze, welche sich am nördlichen Rande der bayerischen Alpen bis in die Schweiz fortziehen (bei Miesbach n.ö. von Tegernsee, am hohen Peissenberg ö. von Schongau am Lech), die Braunkohlenflötze in den Thälern der Mur, Drau und Save, z. B. Parschlug im Mürzthal und Fohnsdorf im Murthal (untermiocän), Sotzka bei Cilly im s. Steiermark (oberoligocän), Radoboj an der steierisch-kroatischen Grenze bei Krapina (oberoligocän), Sagor in Krain im Savethal nahe der steierischen Grenze (miocän), Umgegend von Gran in Ungarn (eocän), Zily-Thal im siebenbürgischen Comitat Hunyad (oligocän, 25 Flötze mit einer Gesammtmächtigkeit von 61,3 m), Salgó-Tarján im südl. Theil des mittelungarischen Gebirges und Brennberg bei Oedenburg (zur unteren Mediterranstufe des Neogens).

In England ist nur die oberoligocäne Braunkohlenablagerung von Bovey Tracey in Devonshire bekannt, wo 7 Flötze, zusammen 22 m mächtig, auftreten. — Erwähnt seien noch die isländischen Br.n, der sog. Surtrbrandr, dessen Flötze auf dieser vulkanischen Insel zwischen basaltischen und palagonitischen Tuffen, namentlich im West- und Nordlande lagern; auch auf der zu den Faeröer gehörenden Insel Suderöe findet sich unter ähnlichen Verhältnissen Surtrbrandr, welcher eine steinkohlenartige Beschaffenheit hat.

Einige auf Braunkohlenlager bezügliche Schriften sind:

C. F. Zincken, Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867. Ergänzungen dazu 1871 und 1878.

H. Mietzsch, Geologie der Kohlenlager. Leipzig 1875.

Br. von Sachsen, Ottiliae in v. Carnall's Zeitschr. für Berg-, Hütten- und Salinenwesen im pr. Staate 1859. VII. 203; vgl. auch über die Br. von Riestedt Seifert, ebendas. 1857. IV. 169.

Br. d. Prov. Sachsen, Laspeyres, Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 298.

Br. des Hohen Fleming, Kosmann, Zeitschr. f. Berg-, Hütt.- u. Sal.-Wesen des pr. St. XXV.

Br. des Leipziger Kreises, Herm. Credner, Z. geol. Ges. XXX. 1878. 615.

Br. der Mark Brandenburg, Plettner, Z. geol. Ges. IV. 1852 und V. 1853. 467.

Br. am Niederrhein bei Brühl, v. Dechen in Karsten's Archiv 1836, und am Siebengebirge, v. Dechen in »Geognostischer Führer in das Siebengebirge« 1861.

Br. des Westerwaldes, Kleinschmidt, Berg- u. Hüttenmänn. Zeitg. XXV. 401; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1867. 213.

Br. von Salzhausen, Tasche, Jahrb. geol. R.-Anst. 1859. 521.

Br. der Rhön, Sandberger, Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1879, Nr. 21—24.

Br. von Böhmen, A. E. Reuss, Umgeb. v. Teplitz u. Bilin 1840. 92; v. Hochstetter, Jahrb. geol. R.-Anst. 1856. 185 und Jokély, ebendas. 1857. 502; F. W. Gintl, Lotos, Zeitschr. f. Naturw. XXII. 113; Stur, Jahrb. geolog. R.-Anst. 1879. 137.

Br. von Elbogen-Karlsbad, Schardinger, Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. Wien, XXXVIII. 1890. 245.

Br. von Falkenau in Böhmen, Fötterle, Verh. geol. R.-Anst. 1868. 70.

Br. von Tüffer und Römerbad in Untersteiermark, J. Nuchten, ebendas. 1874. 138.

Br. von Lankowitz bei Köflach in Steiermark, Fötterle, ebendas. 1867. 61.

Br. des Schallthals, südl. Steiermark, E. Riedl, Österr. Zeitschr. f. Berg- u. H.-Wesen Bd. 35. 1887. Nr. 12.

Br. von Häring, Reuss, N. Jahrb. f. Min. 1840. 161.

Br. von Kroatien u. Slavonien, C. M. Paul, Jahrb. geol. R.-Anst. 1874. 287.

Br. Ostgaliziens, J. Muck, Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1892. Nr. 19.

Br. der Insel Pago in Dalmatien, Radimski, Verh. geol. R.-Anst. 1868. 70.

Br. von Bovey Tracey, N. Jahrb. f. Min. 1858. 224; de la Beche, Report on the Geology of Cornwall etc. 143; Philosophical transactions LI. 534; Croker, Quart. journ. geol. soc. XII. 1856. 354; Pengelly, Philos. trans. CLII. 1862. 1019.

Br. von Island, Sartorius v. Waltershausen, Phys.-geogr. Skizze von Island 1847. 73 ff. Preyer u. Zirkel, Reise nach Island. Leipzig 1862.

Br. von Panderma am Schwarzen Meer, Coquand, Bull. soc. géol. (3) VI. 1878. 350.

Br. in Persien, Tietze, Jahrb. geol. R.-Anst. XXIX. 1879. 612.

Br. des Oembilien-Thals, West-Sumatra, Verbeek (v. Dechen), Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn, 1886. 185.

Br. der arktischen Zone, Wartha, Züricher Vierteljahrsschr. XI. 1867. 281; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1867. 736.

Torf (Tourbe, Peat).

Der durch Vermoderung von Pflanzenresten in stagnirenden oder doch langsam fliessenden Gewässern entstehende Torf ist ein bald mehr lockeres, bald mehr compactes Aggregat von in einander verfilzten und verwebten, in Zersetzung zu Kohlensubstanz begriffenen Pflanzentheilen; diese Pflanzentheile sind als Stengel, Wurzeln u. s. w. in der Torfmasse noch meist deutlich zu erkennen, um so deutlicher, je weniger die Zersetzung vorgeschritten und je weniger die Masse zusammengepresst ist; damit steht auch die Farbe in Zusammenhang, welche bei dem junggebildeten lockeren T. lichter und dunkler braun ist, bei dem älteren dichteren, mehr erdartigen und schon mehr zur Braunkohle hinneigenden T. bis in das pechschwarze geht. — Der T. besitzt einen geringeren Kohlenstoff- und grösseren Bitumen- sowie Aschengehalt als die Braunkohle.

Im trockenen Zustand ist der Torf gewöhnlich leichter als Wasser, nur selten hat er ein höheres spec. Gewicht; der getrocknete T. saugt wie ein Schwamm das Wasser auf. Der T. verbrennt mit mehr oder weniger lebhafter Flamme und starkem Rauch unter Entwickelung eines unangenehmen Geruchs und Hinterlassung eines meist bedeutenden Aschengehalts. Ähnlich wie Holz liefert der T. bei der trockenen Destillation Kohle, Holzessig, Holztheer und Leuchtgas. T. mit Kalilauge behandelt färbt diese dunkelbraun. Die sehr wechselnde Menge des in Kalilauge löslichen Antheils kann bis 77 % steigen.

Nessler untersuchte Torfe aus Baden (bei 110° getrocknet) und fand (N. Jahrb. f. Min. 1861. 62):

	Muggenbronn	Tiefenau	Dürrheim	Schluchsee	Stockach	Constanz
Kohlenstoff . . .	57,88	53,58	51,61	55,93	50,37	46,75
Wasserstoff . . .	6,48	6,33	4,99	5,78	5,60	3,57
Stickstoff	6,33	1,54	2,09	1,04	2,26	2,68
Sauerstoff. . . .	25,79	26,30	32,33	36,35	32,56	32,23
Unorganisches. .	3,52	12,24	8,98	0,89	9,21	14,76
	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00	99,99

Julius Websky analysirte: a) Sphagnum aus dem Torfmoor vom Grunewald bei Berlin; b) leichter T. aus dem Grunewald; c) leichter T. von den Hochmooren des Oberharzes, 2500 Fuss über der Nordsee; d) obere schlechtere Sorte des Linumer

T.; e) beste untere schwarze Sorte des Linumer T.; f) beste und schwerste Sorte des Oberharzer T. — alle entweder gänzlich oder grösstentheils aus Sphagnum hervorgegangen (Journ. f. prakt. Chem. XCII. 1864. 92).

	a	b	c	d	e	f
Kohlenstoff . . .	49,88	50,33	50,86	59,47	59,71	62,54
Wasserstoff . . .	6,54	5,99	5,80	6,52	5,27	6,81
Stickstoff	1,16	1,05	0,77	2,51	2,59	1,41
Sauerstoff. . . .	42,42	42,63	42,57	31,51	32,07	29,24
Asche	3,72	2,85	0,57	18,53	12,56	1,09

Die Menge der Asche steigt in den Analysen bis auf 33 % und mehr; in solchen Fällen gehört sie nur zum ganz geringen Theil der Pflanzensubstanz an, sie stammt von hineingewehtem oder -geschwemmtem Staub, Sand, Thon, auch von anorganischen Ausscheidungsproducten aus dem Wasser, wie Eisenoydhydrat, Carbonaten, Phosphaten. — Andere Analysen von Torf siehe bei Walz, Jahresber. Chemie für 1851. 732 (Reichswalder Torfmoor in der Pfalz); Jäckel, ebendas. für 1852. 819 (Linum in der Niederung der Havel); Jacobsen, ebendas. für 1871. 1089 (Hoer in Schonen); Nelson Gowenlock, ebendas. für 1875. 1141 (Oswego in New-York); Mühlberg, Jahrb. geol. R.-Anst. XV. 1865. 289 (Luzern) u. s. w.

Die Torfmasse stammt grösstentheils von Sumpf- und Wasserpflanzen, Moosen, Conferven, Gramineen, Cariceen, Cyperaceen, auch Ericaceen her. Im Allgemeinen ist eine Pflanzenart um so mehr zur Torfbildung geneigt, je schwieriger und langsamer sie unter dem Einfluss von Luft und Feuchtigkeit verwest, und umgekehrt. Nach der Verschiedenheit der torfbildenden Pflanzen pflegt man zu unterscheiden:

a) Moostorf, namentlich durch Wassermoose, hauptsächlich Sphagnum- und Hypnumarten gebildet, welche die Eigenschaft haben, nach oben weiter fortzuwachsen und neue Wurzeln zu treiben, während die unteren Theile der Pflanzen absterben.

b) Conferventorf aus im Wasser schwimmenden Pflanzen, Conferven, Najadeen, gebildet, meist ohne deutliche vegetabilische Structur.

c) Wiesentorf, hervorgegangen aus den Wurzeln nnd Halmen von Gräsern, Riedgräsern und Binsen (Carex, Scirpus, Eriophorum etc.).

d) Haidetorf, entstanden aus Moorhaidekräutern (namentlich Erica tetralix und Calluna vulgaris).

e) Holztorf, der vorzüglich aus den vermoderten Stammtheilen und Wurzeln von Waldbäumen (Weiden, Erlen) hervorging.

f) Meertorf, der aus Tangarten sich bildete.

Darg ist der Name für den an den Nordseeküsten vorkommenden Wiesen- und Haidetorf, welcher durch spätere marine Absätze von sandigem und kalkigem Thon (Schlick, Knick und Klei) bedeckt ist, oder mit solchen Marschablagerungen abwechselt.

Mit Rücksicht auf die Beschaffenheit der Masse unterscheidet man:

a) Pechtorf, pechschwarze oder schwärzlichbraune Torfmasse, fast homogen erscheinend, indem die stark umgewandelten Pflanzentheile nicht mehr

oder nicht mehr gut erkennbar sind; die Masse, die im trockenen Zustande fast pechkohlenartige Beschaffenheit zeigt, wird durch den Schnitt wachsartig glänzend.

b) Rasentorf, von gelbbrauner oder holzbrauner Farbe, meist locker und aus ziemlich deutlich erkennbaren Pflanzenresten bestehend.

c) Fasertorf, bei welchem eine innig gemengte Pechtorfmasse von weniger zersetzten Pflanzentheilen durchzogen ist.

d) Papiertorf, holz- bis russbraun; die unvollkommen zersetzten Pflanzentheile bilden dünne Lagen, die sich leicht von einander ablösen; oft aus Blättern von Gramineen entstanden; specifisch leichter als die anderen Varietäten.

e) Torferde, erdige Torfsubstanz, zerreiblich und mit wenig erkennbaren Pflanzentheilen.

f) Baggertorf, eine schwarzbraune, breiartige Torfmasse, welche mit Netzen geschöpft, gebaggert wird; durch Verdunstung des Wassers trocknet sie zu einer sehr festen Masse ein, welche keine pflanzliche Structur mehr erkennen lässt. Namentlich in vielen Gegenden von Holland.

g) Vitrioltorf, eine Torfmasse, welche durch und durch von Eisenvitriol in gelöstem oder krystallisirtem Zustande durchdrungen ist, z. B. vielverbreitet in Oberschlesien.

Von den Mineralien, welche sich hier und da im T. vorfinden, sind zu erwähnen: Markasit und Eisenkies, Eisenvitriol, Blaueisenerde (Vivianit), in welche bisweilen pflanzliche Theile umgewandelt sind. Auch Raseneisenstein bildet mitunter Nester und kleine Schichten in den T.en. In der Gegend von Osnabrück kommt Retinit als eine Lage im T. vor, bei Colberg fand man Bernstein im Torf. Von Kohlenwasserstoffen sind noch zu nennen: Fichtelit (Redwitz in Bayern, Salzendeich im Amt Elsfleth, Sooser Moor bei Franzensbad, Holtegaard in Dänemark, hier Tekoretin genannt), Könleinit (Uznach in der Schweiz, Redwitz in Bayern). Auch der sog. Dopplerit (wie es scheint kein besonderes Mineral, sondern nur eine sehr homogene Torfmasse) findet sich in Torfmooren, z. B. von Obbürgen in Unterwalden. Organische Reste, sowohl pflanzlichen als thierischen Ursprungs sind, abgesehen von dessen eigentlicher Masse, nicht selten im T.: Stämme von Eichen, Fichten, Weiden, Erlen (bisweilen Spuren einer Bearbeitung an sich tragend), Süsswasserschnecken, Knochen von Säugethieren; auch hat man menschliche Überreste (Menschenknochen, ganze Menschenskelette), sowie Erzeugnisse des menschlichen Kunstfleisses darin gefunden, Kähne, Gefässe, Waffen, Schmuck.

Der Torf bildet Lager von oft beträchtlicher Mächtigkeit und Ausdehnung, sowohl in beckenförmigen Niederungen, als auf hohen Gebirgsplateaus. Schichten, durch welche das Wasser nicht durchsickern kann, bringen dies zum Stagniren, die Sumpf- und Wasserpflanzen sinken beim Absterben zu Boden und liefern so das Material zur Torfbildung; neue Pflanzengenerationen wachsen auf den vertorften Haide- und Moosresten hervor und verfallen derselben Umbildung wie

die früheren. Die fortschreitende Veränderung spricht sich bisweilen in einer Gasentwickelung (Kohlensäure und Sumpfgas) aus, welche eine Aufblähung, ja ein Platzen der Torfdecke und einen Auswurf von schlammigem Wasser hervorrufen kann. Einige Torfablagerungen zeigen eine Art von Schichtung. Im Allgemeinen kann man übrigens zwei Arten der Torfbildung unterscheiden, den »autochthonen« Torf, dessen Material an Ort und Stelle wuchs und den »allochthonen« Torf, entstanden durch Ablagerung von pflanzlichem Detritus in Teichen, Sümpfen, Landseen u. s. w. (vgl. Gümbel, Sitzgsber. Münch. Akad. 1883. 204).

In dem norddeutschen Tiefland, in Mecklenburg, Hannover, Ostfriesland sind Torflager weit verbreitet, auf dem hohen Veen bei Eupen und Malmedy, im Harz am Brocken und Bruchberg, auf den höchsten Plateaus des Thüringer Waldes, z. B. am Schneekopf, im Fichtelgebirge, im Erz- und Riesengebirge (Schneekoppe), am Inn entlang in Bayern, in Baden auf den Schwarzwaldplateaus bei Dürrheim, am Schluchsee, zwischen der Murg und Enz, in den Umgebungen des Bodensees, bei Sindelfingen, Brenz, Wurzach in Württemberg. Reich an Torf sind auch Holland, Seeland, Schottland, Irland, Island. Wenn Torfbildungen in Sümpfen vor sich gehen, welche hinter Dünen liegen, und wenn sie dann, indem die letzteren landeinwärts rücken, von Sandhügeln bedeckt werden, so gewinnt unter dem Druck dieser auflastenden Massen, welche nebenbei den Verwesungsprocess verlangsamen, der Torf eine braunkohlenähnliche Beschaffenheit.

Dau, Neues Handbuch über den Torf. Leipzig 1823.

v. Chamisso, Hoffmann und Poggendorff, Über das Torfmoor von Linum in Karsten's Archiv V. 253.

A. F. Wiegmann sen., Über die Entstehung, Bildung und das Wesen des Torfes. Braunschweig 1837.

Winkler, Zusammensetzung der Torfsorten des Erzgebirges. 1840.

A. Griesebach, Über die Bildung des Torfes in den Emsmooren aus deren unveränderter Pflanzendecke. Götting. Stud. 1845. 255.

Papius, Die Lehre vom Torf. 1845.

J. J. Früh, Über Torf und Dopplerit, Zürich 1883 (exc. N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 337); auch Jahrb. geol. R.-Anst. 1885. 677.

Jentzsch, Mikrostructur ostpreussischer Torfe, Schriften d. physik.-ökonom. Ges. zu Königsberg i. Pr. 1884. 45.

Frank, Torfbildung im Federsee-Ried; Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, 1887. 84.

L. Lesquereux, Untersuchungen über die Torfmoose; aus d. Franz. von v. Lengerke. Berlin 1847.

Kast, Die Entstehung, Gewinnung und Nutzung des Torfes. 1847.

Schinz-Gessner, Der Torf, seine Entstehung, Natur und Benutzung. Zürich 1857.

Gaudin, Diluvialtorf bei Biarritz, N. Jahrb. f. Min. 1857. 84.

Nessler, Untersuchungen badischer Torfe, Bad. landwirthsch. Corresp.-Blatt 1860. 142; N. Jahrb. f. Min. 1861. 81.

Pokorny, Untersuchungen über die Torfmoore Ungarns, Sitzgsber. d. Wiener Akad. d. W. 1861.

Thenius, Die Torfmoore Österreichs u. d. angrenzenden Länder. Wien 1874.

Senft, Die Humus-, Marsch-, Torf- u. Limonitbildungen. Leipzig 1862.

Gegenwärtig ist es keinem Zweifel mehr unterworfen, dass Torf, Braunkohle, Steinkohle und Anthracit verschiedene Stadien eines und desselben Umwandlungsprocesses sind, welcher darauf hinzielt, aus der Pflanzensubstanz den Kohlenstoff im reinen Zustand abzuscheiden, indem die in der Veränderung weiter vorgeschrittenen Steinkohlen und Anthracite ebensowohl ursprünglich Pflanzenmasse darstellten, wie dies bei dem Torf und theilweise auch bei der Braunkohle der Augenschein lehrt. Die vegetabilische Structur der Steinkohlen ist einer derjenigen Punkte, zu deren Ermittelung man am frühesten das Mikroskop zu Rathe gezogen hat. Von zahlreichen Beobachtern und durch verschiedene Methoden wurde es festgestellt, dass selbst in der makroskopisch anscheinend structurlosen Steinkohle die vegetabilischen Zellgefässe manchmal vorzüglich erhalten sind. Weitere Untersuchungen thaten dann auch das Dasein von festen harzähnlichen Kohlenwasserstoffen in Kohlen dar.

Die ersten Studien wurden wohl von Witham angestellt und darauf 1833 durch W. Hutton fortgesetzt; sie erkannten auch schon, dass in der Kännelkohle das organische Zellengefüge am meisten verschwunden ist. Ferner hat Link bereits 1838 mikroskopische Untersuchungen an Steinkohlen ausgeführt; nachdem er die Durchsichtigkeit der dichteren Theile durch Kochen mit rectificirtem Bergöl erhöht, fand er bei mehr als 20 Sorten von Steinkohlen eine in deutlichster Weise erkennbare Zellenstructur. Reade und J. Phillips vermochten vegetabilische Structur in der Asche von Steinkohlen nachzuweisen. So hat namentlich noch Göppert gezeigt, dass man, nachdem die Steinkohle mit Salpetersäure behandelt wurde, um das Kali und die Kalisalze aufzulösen, welche sonst im Feuer mit der Kieselsäure zusammenschmelzen würden, in der Asche sogar der compactesten Varietäten bei dem zurückbleibenden Skelett verschiedenartig geformte Prosenchym- und Parenchymzellen findet. Selbst die glänzend schwarzen Wealden-Steinkohlen von Stadthagen lieferten kieselige Skelette von Pflanzenzellen, wie Oberhautzellen, ähnlich denen der Farne, kenntlich durch flache Beschaffenheit und wellenförmige Wandungen, sodann prosenchymähnliche Zellen mit Andeutung von Tüpfeln oder Poren, wie man sie bei Coniferen oder Cycadeen gewahrt, ferner dergleichen zu 4—5 noch vereinigt, mit daran liegenden punktirten Markstrahlenzellen und einzelne Parenchymzellen, die aber immer am seltensten sich darbieten. Ebenso wies Bailey in compacten nordamerikanischen Anthraciten vegetabilische Zellen und Gefässe nach: wenn Stücke davon zum Theil verbrannt wurden, so kam die Structur namentlich an den Stellen sehr deutlich zu Tage, bis wohin die Verbrennung sich erstreckt hatte. — Von der für die Feststellung der vegetabilischen Natur der Steinkohle insbesondere wichtigen Faserkohle, deren Coniferenstructur von Göppert, Schimper und Daubrée erkannt wurde, war schon S. 599 die Rede; doch haben sich nach Dawson an der Faserkohle nicht blos das Coniferenholz, sondern daneben auch die Holzsubstanz der Axen von Sigillarien und Calamiten, sowie die holzigen Gefässbündel der Farne betheiligt. — Schulze gab eine Methode an, die Zellen beobachtbarer zu machen, was gewöhnlich durch die in der Kohle vorhandene braune Substanz (s. unten) verhindert wird; er macerirte die Kohle in einem Gemisch von chlorsaurem Kali und nicht sonderlich concentrirter Salpetersäure und zog darauf jene braune Substanz durch Ammoniak aus, wobei die helle Zellmembran zurückblieb.

Sehr eingehend hat sich J. W. Dawson mit der vegetabilischen Structur der Steinkohle beschäftigt. Nach ihm lieferten Calamiten und besonders Sigillarien — wenigstens in der mittleren Steinkohlenformation — die Hauptmasse zur Kohlebildung.

Die Holzmaterie der Sigillarien, der Calamitenaxen und Coniferenstämme, das Treppengefässgewebe der Lepidodendren- und Ulodendronaxen, endlich der Holz- und Gefässbündel der Farne finden sich hauptsächlich im Zustande mineralischer Holzkohle. Die äussere Rindenhülle dieser Pflanzen in Verbindung mit solchen anderen Holz- und Krauttheilen, welche sich ohne Luftzutritt unter Wasser zersetzt haben, erscheinen in verschiedenen Graden der Reinheit als dichte Steinkohle, wobei die Rinde dadurch, dass sie den wässerigen Infiltrationen den grössten Widerstand bietet, die reinste Kohle gibt. Das Übergewicht der einen oder anderen jener zwei Steinkohlenbestandtheile hängt noch mit ab von der Zersetzung unter Wasser oder an der Luft, vom Trockenheitszustande des Bodens und der Luft. Später ist es Dawson gelungen, in Steinkohlen von Neuschottland, vom Cap Breton und aus Ohio auf mikroskopischem Wege Sporen und Sporenkapseln nachzuweisen, welche sich indessen nur in geringer Menge an der Bildung der Kohlen betheiligen.

Sodann hat Gümbel (Sitzgsber. d. Münchener Akad. 1883. 111) höchst werthvolle vergleichende »Beiträge zur Kenntniss der Texturverhältnisse der Mineralkohlen« geliefert. Er behandelte nach der Methode von Schulze die Kohle mit einem Gemisch von gesättigter wässeriger Kaliumchloratlösung und Salpetersäure (letztere von 1,47 spec. Gew.), welches längere Zeit auf die Probe einwirkte; zur Entfernung der entstehenden braunen Flüssigkeit wurde aber nicht Ammoniak, sondern Alkohol angewandt. Über das Speciellere des Verfahrens sowie die dabei nothwendigen Vorsichtsmassregeln muss die Abhandlung selbst eingesehen werden. Die gewonnenen Resultate, welche sich auf Torf und torfähnliche Substanzen, auf quartäre torf- und mineralkohleähnliche Materialien, auf tertiäre Braun- und Pechkohle, auf mesolithische Mineralkohlen und solche der Carbonschichten beziehen, können hier nur im Allgemeinen, nicht im Detail, wiedergegeben werden. Der Torf besteht darnach in der Hauptsache aus zerfallenen, der Umbildung noch fähigen Pflanzentheilchen mit erkennbarer organischer Structur und humusartiger amorpher Zwischenmasse. In der typischen Braunkohle kann man Gramineenreste, Coniferennadeln, verfilztes Moos (Sphagnumblätter wurden nicht beobachtet), Zweige, Stämme, aber selten zerfallenes Holzgewebe nachweisen, ausserdem Diatomeen und Spongillen. Die gewöhnliche schieferige Braunkohle zeigt auf dem Querbruch einen Wechsel von pechartigen, durch vorwaltende Holztheile gebildeten mit matten Kohlelagen. Die gewöhnliche carbonische Flötzkohle besteht durchweg aus einem Wechsel dünner Lagen von Glanz- und Mattkohle mit theils zerstreuten Trümmern theils zusammenhängenden Streifen von Faserkohle; die oben erwähnte sog. Bleichflüssigkeit wirkt auf die Glanzkohle meistens stärker als auf die Mattkohle, durch welche jene in der Regel viel weniger braun gefärbt wird. In der Glanzkohle ist Pflanzengewebe schwieriger nachzuweisen und ein grosser Theil scheint sich hier in structurlose Ausfüllungsmasse verwandelt zu haben (ähnlich wie beim Dopplerit); gleichwohl zeigen sich allerwegen in der Glanzkohle Gewebe, namentlich langgestreckte Zellen, getüpfelte Gefässe und Faserzellen, Epidermis, netzartige Gefässe und Sporen; in der Glanzkohle scheinen Rinden- und Holztheile neben den Blättern vorzuwalten. In der Mattkohle herrscht Prosenchymgewebe vor, welches anscheinend hauptsächlich von blattähnlichen Pflanzentheilen abstammt. Die einen wesentlichen Bestandtheil der Steinkohle ausmachende anthracitische Faserkohle ist schwer zu praepariren und wird oft durch die Bleichflüssigkeit kaum angegriffen; sie stammt vom Holzkörper baumartiger Pflanzen und wurde fast fertig, d. h. bereits durch Vermoderung verkohlt, in die Flötzkörper aufgenommen, ohne weiter verändert oder von der Masse der Glanzkohle durchdrungen zu werden. In der echten Flötzsteinkohle befinden sich übrigens die in ihrer ursprünglichen Form erhalten gebliebenen Pflanzentrümmer innerhalb einer anfänglich in Lösung gewesenen und dann in unlöslichen

Zustand übergegangenen humin- oder ulminartigen Masse (Carbohumin), so dass das Ganze als amorph und scheinbar structurlos erscheint. Diesen, einem Versteinerungsprocess vergleichbaren Vorgang »der Aufnahme ursprünglich löslicher kohliger Materie und der Ablagerung derselben in fester, nach und nach erhärtender Masse« bezeichnet Gümbel als den Inkohlungsprocess. — Die Kännelkohle zeigt schon im Dünnschliff eine Zusammensetzung aus verschiedenen Theilen, unter denen runde hellere Körper mit dunklem Kern, aber sehr selten deutliche Parenchym- oder Prosenchymzellen, daneben rasenförmig zusammengehäufte algenähnliche Körperchen, fragliche Sporen und fernere problematische Gebilde. Der, wie auch Bailey und Teschemacher schon fanden, am besten durch Einäscherung zu untersuchende Anthracit wird von der Bleichflüssigkeit und von der Schwefelsäure sehr wenig angegriffen, aber wenn man die angegriffenen Stellen nachher noch mit Alkohol und Ammoniak behandelt, so kommen doch hin und wieder unzweideutige Pflanzengewebe zum Vorschein. Oft ist auch im Anthracit Faserkohle in Putzen oder Lagen eingeschlossen; alle erhaltenen Zellen und Fasern sind cylindrisch und nicht etwa zusammengedrückt, weshalb der Druck wohl nicht als wesentlicher Factor bei der Anthracitbildung angesehen werden kann.

Nach den wichtigen Untersuchungen von Fischer und Rüst (Z. f. Krystallogr. VII. 1883. 209) machen Harze und Kohlenwasserstoffe in Form von roth oder gelb gefärbten cylindrischen Körpern und Strängen sowie von ovalen oder eckigen Körnchen einen wesentlichen Bestandtheil der Steinkohlen aus. Diese Substanzen, grösstentheils isotrop, verhalten sich chemisch analog dem Bernstein; sie sind schmelzbar, jedoch nicht ohne Zersetzung, lassen sich zum grossen Theil trocken destilliren und verbrennen vollständig; die dickeren rothen Stränge und die rundlichen gelben Körnchen sind isotrop wie fast alle fossilen Harze, die feineren Fäden dagegen meist doppeltbrechend. In den untersuchten, an Harzen ziemlich reich befundenen Ruhrkohlen überwogen die gelben die rothen. Die Saarkohle enthält blutrothe, hin und wieder etwas geschlängelte, ziemlich parallel verlaufende und oft kurz umbiegende cylindrische Stränge mit meist ausgezahnten Umrissen, und Fäden, dazwischen ovale oder etwas eckige Körner von leuchtend gelber Farbe. Die zwickauer Kohle führt bei weitem spärlichere und kleinere rothe Harzcylinder, dagegen besteht die grösste Menge aus isotropen, rundlich polygonalen, dicht zusammengedrängten Harzkörnchen, welche sämmtlich faltig, wie vom Centrum aus verschrumpft erscheinen. Diese Kohle enthält auch mikroskopische Einlagerungen von gelbem strahlig-faserigem Sphaerosiderit. In der Kännelkohle von Wigan tritt die eigentliche Kohlemasse sogar zurück gegenüber der Menge der eingelagerten kleinen gelben und rothen Harzcylinder. Die Anthracite dagegen erweisen sich, im Einklang mit ihrer chemischen Zusammensetzung, frei von diesen verbrennbaren Substanzen. Nach den genannten Forschern hängt von der Beschaffenheit, Menge und Form dieser mitconstituirenden Harze nicht nur zum grossen Theil die Brauchbarkeit und der Werth der Steinkohlen für die verschiedenen technischen Verwendungsarten ab, sondern es geben dieselben auch werthvolle Anhaltspunkte für die Diagnose der Kohlen in geologischer Beziehung.

Als Hülfsmittel zur mikroskopischen Untersuchung der Kohlen benutzte Wiesner ein Gemisch von doppeltchromsaurem Kali mit einem solchen Überschuss von Schwefelsäure, dass nicht nur die ganze Chromsäure freigemacht, sondern auch bei der Oxydation entstehendes Chromoxyd in lösliches Chromsulfat übergeführt wird. Dieses »Chromsäuregemisch« wirkt oxydirend und lösend auf alle organischen Gewebe. Die Oxydation tritt unter Gasentwickelung auf und es erfolgt ein Verfärben der rothgelben Flüssigkeit in Braun und Grün, welche Erscheinungen auch als Kennzeichen eintretender Reaction dienen können. Die mikroskopischen kleinsten un-

durchsichtigen schwarzen Körnchen des (aus Holzkohle und Russ dargestellten) amorphen Kohlenstoffs erhalten sich im Chromsäuregemisch viele Tage lang unverändert, doch zeigt eine leichte Grünfärbung der Flüssigkeit eine allmähliche Oxydation an; ebenso verhält sich Graphit. — Braunkohlenpulver wird rasch in eine gelbliche, schliesslich farblose Masse umgewandelt, welche aus Cellulose besteht; nach längerer Einwirkung verschwindet auch der Rückstand. Der Cellulose-Detritus lässt oft die Structur pflanzlicher Gewebe erkennen. In manchen Braunkohlen finden sich gelbe oder röthliche Particen, welche sich auflösen, ohne Cellulose zu hinterlassen und harzartiger Natur sind. Bei der Behandlung von Braunkohle verbleibt kein schwarzer verbrennlicher Rückstand. — Gepulverter Anthracit, mit dem Chromsäuregemisch übergossen, zeigt nach längerer oder kürzerer Zeit Grünfärbung der Flüssigkeit. Bei Wiederholung der Anwendung tritt ein Moment ein, wo der Rückstand sich wie amorpher Kohlenstoff verhält. Anthracit entspricht daher einem wechselnden Gemenge einer leicht oxydirbaren und einer passiven Substanz. — Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass Anthracitpulver aus vorwaltenden schwarzen undurchsichtigen Körnchen und in wechselnder Menge auftretenden braunen Partikeln besteht; letztere verschwinden bei der Oxydation ohne Cellulose-Rückstand zu hinterlassen und ohne die charakteristischen Reactionen der Harze zu geben. Sie sind um so reichlicher nachweisbar, je intensiver die anfängliche Reaction eintritt. — Steinkohle verhält sich wie ein inniges Gemenge von Braunkohle und Anthracit; zwischen allen dreien existiren nur graduelle Unterschiede. Gepulverte Steinkohle besteht demnach aus schwarzen undurchsichtigen Theilen, die sich wie amorphe Kohle verhalten und aus rothbraun und braun durchscheinenden Theilchen von dreierlei Art: 1) Harztheilchen. 2) Körpern, die sich wie Braunkohle verhalten, also einen Cellulose-Detritus liefern. 3) Körpern, die den braunen durchscheinenden Anthracit-Körnchen gleichen und wie diese nach und nach, ohne Rückstand zu hinterlassen, gelöst werden.

Wenn es sich darum handelt, ob die Steinkohlenablagerungen aus Pflanzen, welche an Ort und Stelle wachsen, oder aus z. Th. schon vermoderten Pflanzenresten entstanden sind, welche in Süsswasserbecken, in Niederungen oder seichten Buchten an der Meeresküste zusammengeschwemmt wurden, so scheint nach den Untersuchungen von Grand d'Eury (Annales des mines (8) I. 1882. 99—292) die letztere Annahme für die grössere Mehrzahl der Vorkommnisse Geltung zu besitzen. Dabei konnte wegen der ausgezeichneten Erhaltung feinster Organe der Transport nur auf kurze Entfernungen erfolgen. Von Pflanzen, die an Ort und Stelle gewachsen sind, finden sich in der Kohle nur Stigmarien (zufolge Grand d'Eury und Renault schwimmende Rhizome der Sigillarien) sowie Stigmariopsis; vgl. auch die von Ochsenius in Z. geol. Ges. XLIV. 1892. 84 mitgetheilten Betrachtungen, in welchen die geologische Wirkung von Riegeln und Wehren an der Hand von Verhältnissen der Jetztzeit erläutert wird.

Renault tritt ebenfalls der Anschauung entgegen, dass sich die Kohlenflötze ausschliesslich aus an Ort und Stelle gewachsenen Pflanzen erzeugten und gibt eine andere Ansicht von der Ablagerung des kohlebildenden Pflanzenmaterials. Die meisten Wasserläufe der Steinkohlenzeit bildeten an ihrer Einmündung ins Meer oder in Seen Deltas mit zahlreichen Teichen und Sümpfen, in niedriger feuchter Gegend, heisser und dampfbeladener Atmosphaere. Die ausserordentlich üppige Vegetation rasch wachsender Pflanzen, welche die Deltas bedeckte, bestand aus Buschwerk von Sphenophyllen, Baumfarnen, Calamiten und Calamodendren, während die weniger tiefen Wasserbecken durchzogen waren von den Rhizomen der Lepido-

dendren, Sigillarien, Asterophylliten, Annularien, Calamiten u. s. w. Beide Vegetationen trugen bei zur Anhäufung von Pflanzenresten in den Teichen und Lagunen, in welchen eine Maceration und Umbildung der Vegetabilien eintrat, so dass diese ziemlich schnell die Zusammensetzung der verschiedenen Kohlenarten erlangten, wobei die pflanzlichen Organe ihre Form, beinahe auch ihre Dimensionen bewahrten, wenngleich sie einen beträchtlichen Theil von H und O verloren und ihre Consistenz, specifisches und absolutes Gewicht sich verminderte; auch behielten sie eine gewisse Biegsamkeit und Geschmeidigkeit. Auf diese Weise konnten Deltas, die nacheinander langsame Senkungen und Hebungen erfuhren, mit Kohlenschichten und diese mit Thonmassen bedeckt, sowie auch eine Anzahl von mehr oder weniger vollständig eingewurzelten Pflanzen darin conservirt werden. In vielen anderen Fällen blieben aber die Deltas unbeweglich, erlitten Abschwemmungen, wenn die Wasserläufe, denen sie ihren Ursprung verdankten, anschwollen und es entledigten sich bei solchen Überschwemmungen die Teiche, Lagunen und Sümpfe z. Th. der darin angehäuften Pflanzenreste. Mit diesen zwar noch biegsamen, aber doch sehr zerbrechlichen Trümmern wurden bei den Inundationen den Deltas gleichzeitig Kies und Sand entrissen. Indem dieses Material in Seen oder Flussmündungen am Meere weggeführt wurde, entstand durch die fortgesetzte Reibung der harten Kieskörner und der Pflanzenreste eine Art Schlamm aus den letzteren, und es trat eine mechanische Separation ein, bei welcher sich, nach langsamer Austrocknung durch längere Compression in einem durchlässigen Mittel, allmählich die physikalischen Eigenschaften der Kohle herausbildeten.

In Deutschland stellte zuerst v. Beroldingen 1778 die Behauptung auf, dass die Steinkohlen aus Braunkohlen, diese aber aus Torf durch allmähliche Umwandlung entstanden seien. B. Renault wendet sich neuerdings der Meinung zu, dass die Mineralkohlen nicht den gewöhnlich angenommenen successiven Umwandlungsprocess aus Torf in Braunkohle, aus dieser in Steinkohle und dann in Anthracit durchlaufen zu haben brauchen, sondern dass der organische Pflanzenstoff unmittelbar, ohne die jeweiligen langandauernden vorigen Stufen durchzumachen, zu demjenigen Material geworden sei, was er jetzt darbietet, dass also in den älteren Perioden Steinkohle sich direct gebildet habe; u. a. spricht ihm für diese Auffassung die Thatsache, dass sich in den Sandsteinen französischer Steinkohlengebirge bereits Rollstücke (cailloux) von echter Steinkohle finden. Auch nach C. E. Weiss erweisen die zuerst in der Gegend von Langendreer gefundenen pflanzenführenden Dolomitknollen (s. S. 600), dass die Steinkohle nicht etwa in langen Zeiträumen die Stufen vom Torf zu Braun- und Steinkohle durchlaufen, sondern sich augenscheinlich direct aus der Pflanzensubstanz gebildet habe, sowie dass für die Umwandlung pflanzlicher Reste in Kohle grössere Druckkräfte nicht angenommen zu werden brauchen.

Bis zu einem gewissen Grade hängen die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Kohle von der Art der Pflanzen ab, aus denen sie sich bildeten, wie die abweichende chemische Zusammensetzung der Kohle von Calamodendron, Cordaites, Lepidodendron, Psaronius, Ptychopteris und Megaphyton erweist. Aus dem Studium der Gewebe verkohlter Pflanzen geht hervor, dass die Kohle aus den Blättern, aus dem Holz, besonders aber aus den Kork- und Prosenchymschichten der mehr oder weniger mit Reservoiren und Secretions-

organen versehenen Rinden entstand. Die Boghead- und Kännelkohle kann angesehen werden als entstanden durch Verkohlung von Gummi, Harzen und verschiedener, bei der Maceration der Pflanzen gebildeter löslicher Producte.

Was nun den eigentlichen Bildungsprocess der Kohlengesteine betrifft, so ist zunächst daran zu erinnern, dass den grössten Theil des Pflanzenzellgewebes die Holzfaser bildet, welche im reinen Zustand ein Körper von constanter Zusammensetzung ist, bestehend aus ca. 51 Gewichtstheilen C, 43 O und 6 H. Im Holz ist die Holzfaser noch gemengt und verbunden insbesondere mit einem aus den Bestandtheilen des Saftes herrührenden Antheil stickstoffhaltiger Substanz, sowie mit mineralischen Bestandtheilen, welche nach dem Verbrennen als Asche zurückbleiben. Getrocknetes Holz der europäischen Waldbäume hat nach E. Gottlieb im Mittel die Zusammensetzung: 49,57 C, 43,83 O, 6,11 H, 0,07 N, 0,42 Asche. Frei an der Luft liegende Pflanzensubstanz kann sich nicht in Kohle verwandeln, sondern sie verwest, d. h. sie löst sich unter dem Einfluss des Sauerstoffs der Luft in gasförmige und flüssige Verbindungen, hauptsächlich in Kohlensäure und Wasser auf, so dass sie abgesehen von ihrem Gehalt an unorganischer Materie vollständig verschwindet. Dagegen geht bei Luftabschluss oder bei beschränktem Luftzutritt, wie dies der Fall ist, wo vegetabilische Massen von Thon, Sand oder Geröllschichten bedeckt wurden, eine Vermoderung vor sich, d.h. eine langsame, nicht von Wärme- und Lichtentwickelung begleitete Verbrennung. Bei diesem Process verbinden sich die pflanzlichen Elemente untereinander: ein Theil von C bildet mit O Kohlensäure, ein anderer mit H Sumpfgas oder Grubengas, welche beide als Gase entweichen, endlich vereinigt sich ein Theil des H mit O zu Wasser. Da nun in der entstehenden Kohlensäure auf 1 Gewichtstheil C $2\frac{2}{3}$ Gewichtstheile O kommen, im Sumpfgas zwar 1 Gew. C mit nur $\frac{1}{3}$ Gew. H, im Wasser aber 1 Gew. H und 8 Gew. O mit einander verbunden sind, so muss in den Endproducten der Vermoderung der Gehalt an H und O, welche der vermodernden Pflanzenmasse reichlicher entzogen wurden als C, abgenommen haben, während gleichzeitig eine Anreicherung oder relative Vermehrung des letzteren stattfand. Je länger dieser Process fortwährt, desto vollständiger werden H und O verschwinden, desto reiner wird C zurückbleiben. Dass selbst in der Steinkohle diese Zersetzung noch keineswegs vollendet ist, erweist das fortwährende Entweichen von Kohlenwasserstoffen (schlagenden Wettern) und Kohlensäure (Schwaden). Erst im Graphit ist der Carbonisirungsprocess, die immer reinere Darstellung des Kohlenstoffs völlig beendigt. Folgende Tabelle der procentarischen Zusammensetzung zeigt die Anreicherung des Kohlenstoffs und die Ausscheidung der übrigen Bestandtheile bei den einzelnen Materialien, welche von links nach rechts immer höheres geologisches Alter besitzen:

	Holzfaser	Torf	Braunkohle	Steinkohle	Anthracit	Graphit
C	51,4—52,6	50—58	55—75	74—96	über 90	100
O	43—42	35—28	26—19	20—3	3—0	0
H	6—5,5	7—5	6—3	5—0,5	3—0,5	0

Es lässt sich zeigen, dass bei diesem Umwandlungsprocess 100 Gewichtstheile Holzfaser nur 22 Gewichtstheile Steinkohle und nur 16 Gew. Anthracit liefern. Nimmt man an, dass der ebenfalls das Volumen noch reducirende Druck der auflastenden Gebirgsschichten einen gleichen Gewichtsverlust erzeugt, so ergibt sich bei der Steinkohlenbildung eine Gesammtreduction des Volumens auf $\frac{1}{8}$, bei der Anthracitbildung eine solche auf $\frac{1}{12}$ der ursprünglichen Masse, d. h. es bedarf 8 Fuss compacter vegetabilischer Masse um 1 Fuss Steinkohle, und 12 Fuss derselben um 1 Fuss Anthracit zu bilden.

Der Verkohlungsprocess kann örtlich dadurch eine Beschleunigung und Beförderung erfahren, dass das Entweichen der entstehenden Gase und der Zutritt der atmosphaerischen Luft erleichtert wird, Bedingungen, wie sie da gegeben sind, wo die kohlenführenden Schichten in Folge von Faltungen und Zerreissungen von zahlreichen Spalten durchsetzt, oder durch die Wirkung der Erosion in einzelne schollenförmige Partieen zerstückelt werden. Dass auch unter dem Einfluss hoher Temperatur beim Durchbruch gluthflüssiger Gesteine local ein höheres Carbonisirungsstadium, welches gewissermassen der geologischen Zeit vorauseilt, zu Wege gebracht wurde, davon ist Bd. II. 198 und III. 116. 117 die Rede gewesen. Über den die fortschreitende Carbonisirung verzögernden Einfluss des nicht hinreichenden Drucks vgl. S. 610.

Kremers zeigte, dass aus der Steinkohle jede Spur von unversehrter Holzfaser verschwunden ist; die Holzfaser ist es nämlich, welche bei der Destillation des Holzes die Bildung von Essigsäure bewirkt. Selbst die zersetzteste Braunkohle lässt unter ihren Destillationsproducten noch Essigsäure erkennen, als Zeichen der noch vorhandenen Holzfaser, während die Steinkohle kein solches Destillationsproduct mehr liefert (Poggend. Ann. LXXXIV. 74).

Göppert hing eine Menge von Pflanzentheilen, darunter auch solche von Farnen 5 Monate lang, in einer mit Wasser gefüllten Büchse, in ein Digestorium und setzte sie hier einer meist 80° betragenden, nie unter 60° fallenden Temperatur aus, worauf sämmtliche Reste in eine braunkohlenartige Masse verwandelt wurden. Daubrée vermochte Tannenholzstückchen in verhältnissmässig sehr kurzer Zeit durch die Wirkungen des überhitzten Wassers in vollkommenen, schwarzen und starkglänzenden Anthracit zu verwandeln. Eine in historischen Zeiten erfolgte Umwandlung von Holz in Braunkohle ist schon mehrfach beobachtet worden, z. B. zu Turrach in Steiermark, wo sich in einem verlassenen Stollen eines Eisenbergbaus Eichenholz in Braunkohle veränderte und im »alten Mann« der Grube Dorothea bei Clausthal, wo eine verstürzte Zimmerung aus Fichtenholz sich nach 400 Jahren in Lignit oder Braunkohle umgewandelt fand (Hirschwald, Z. geol. Ges. XXV. 1873. 364). Wie G. Bischof (Chem. u. phys. Geologie 1863. I. 776) anführt, ist dies zufolge Göppert auch bei dem Zimmerholz der Steinkohlengruben von Charlottenbrunn der Fall.

Für gewisse Steinkohlenvorkommnisse hat man die Ansicht aufgestellt, dass sie zum grössten Theil einer Verkohlung von angehäuften thierischen Leibern ihre Entstehung verdanken. L. v. Buch nahm für einige Steinkohlen der Alpen diesen Ursprung an, Studer hat ihn für die Kohle von Boltigen im Simmenthal sehr wahrscheinlich gemacht; nach v. Heyden's anfänglicher Ansicht stammt auch die Kohle von Carpano und Paradese um Albona in Istrien von mumisirten

Thierleibern her, weil sich keine Spur einer Pflanze in der Ablagerung findet, dagegen in der Nähe derselben und namentlich in den die Flötze durchsetzenden Bergmitteln zerbrochene und zerquetschte, durch kohlig-kalkiges Bindemittel verkittete Schalen in ungeheurer Menge anhäufen; auch fanden sich in dem Flötz die Kerne von Planorben als Kohle. Später äussert er allerdings, dass »die Behauptung einer thierischen Abstammung dieser Kohle kaum aufrecht zu erhalten sein wird«. Die Kännelkohle von Ohio ist nach Newberry ebenfalls wenigstens zum Theil animalischen Ursprungs.

Über die Structur der Steinkohle vgl.:

Hutton, Proceedings of geol. soc. 9. Januar 1833. London and Edinb. philos. magaz. II. 1833. 302.

Link, Abhandl. d. Berliner Akad. 1838. 33.

Reade, Jahrb. f. Mineralogie von Bronn u. Leonhard 1839. 246.

J. Phillips, l'Institut 1843. XI. 22.

Goeppert, Gattungen fossiler Farne 1836, Vorr. S. XVIII. Verh. d. schlesischen Ges. f. vaterl. Cultur 1841. 144. Vgl. ferner dessen Abhandlung: Über die Frage, ob die Steinkohlen aus Pflanzen entstanden sind, welche an den Stellen, wo jene gefunden werden, wuchsen oder u. s. w. Gekrönte Preisschrift. Leiden 1848. Ferner Verh. naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. XI. 1854. 225. Über Faserkohle: Beigabe zu Wimmer's Flora v. Schlesien 1844.

Bailey, American journ. of sc. (2) I. 1846. 407.

Teschemacher, ebendas. (2) IV. 420.

Daubrée, Faserkohle, Comptes rendus XIX. 126.

Schulze, Monatsber. d. Berliner Akad. 1855. 676.

J. W. Dawson, Quart. journ. geol. soc. XV. 626; Annals a. magaz. of nat. hist. (3) III. 1859. 439; Amer. journ. of sc. etc. 1871. I. 256.

Fischer und Rüst, Z. f. Krystallogr. VII. 1883. 209.

Gümbel, Sitzgsber. Münchener Akad. 1883. 111.

Wiesner, Sitzgsber. Wiener Akad. I. Abth. März 1892.

Renault, Le génie civil, revue générale hebdomadaire des industries françaises et étrangères, VI. 1884—85. Nr. 9. — Études sur le terrain houiller de Commentry, II. Flore fossile. Saint-Étienne 1890.

Über animalische Steinkohlen:

L. v. Buch, Geognostische Beobachtungen auf Reisen u. s. w. I. 185.

Studer, Geologie der westlichen Schweizeralpen S. 277.

v. Heyden, Z. geol. Ges. V. 1853. 270. — XII. 1860. 176.

Newberry, Am. journ. of sc. (2) XXIII. 1857. 212 und N. Jahrb. f. Min. 1858. 852.

Asphalt.

(Erdpech, Asphaltum, Compacte Bitumen, Bitume solide.)

Der Asphalt, welcher sich häufig als Beimengung kalkiger, sandiger, thoniger Gesteine, bisweilen auch, indessen seltener als selbständige Anhäufung findet, wird am besten als Anhang zu den Kohlengesteinen aufgeführt.

Er bildet eine dunkelbraune bis schwarze, fettartig glänzende Masse von pechähnlichem Aussehen, welche in der Hitze des siedenden Wassers schmilzt.

Der Bruch ist vollkommen muschelig, die Härte = 2, das spec. Gewicht = 1,1—1,2. Der Asphalt wird durch Reiben negativ elektrisch und entwickelt einen stark bituminösen Geruch. Er entzündet sich leicht und verbrennt mit starker lebhafter Flamme unter Entwickelung eines dicken Rauches und bituminösen Geruches, wobei nur ein geringer Aschengehalt zurückbleibt; die Producte der trockenen Destillation sind brenzliches Öl, wenig ammoniakhaltiges Wasser, brennbare Gase und ein Drittel seines Gewichts an Kohle, welche durch etwas beim Verbrennen zurückbleibende Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd verunreinigt ist. Die verschiedenen Asphalte sind variable Gemenge zum Theil wenig untersuchter Stoffe. Die Elementarzusammensetzung besteht aus Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff (und Stickstoff), wie es scheint in nicht ganz bestimmten Verhältnissen. Boussingault fand, dass wasserfreier Alkohol etwa 5% eines gelben, in Aether leicht löslichen Harzes aus dem Asphalt auszieht, welches er Petrolen nannte; von den in Alkohol unlöslichen 95% werden an Aether 70% eines Harzes abgetreten, dessen Auflösung eine braune Farbe zeigt, während es selbst schwarz erscheint; es löst sich in Steinöl und aetherischen Ölen; die auch in Aether unlöslichen 25% des Asphalts bilden einen Körper, welchen Boussingault Asphalten genannt hat, zusammengesetzt aus 75,5 C, 9,9 H und 14,8 O, was der Formel $C_7H_{11}O$ entspricht; er hat schwarze Farbe und löst sich in Terpentin und Steinöl (Boussingault in Ann. de chim. et de phys. LXIV. 141 und Ann. d. Pharmacie XXIII. 1837. 261). Der A. von Coxitambo in Südamerika besteht nach Boussingault fast blos aus Asphalten oder einem demselben sehr ähnlichen Stoff. Wetherill fand im A. von Cuba: 82,67 C, 9,14 H, 8,19 O und N (Amer. journ. of sc. (2) XVII. 130). A., in Stücken auf dem Todten Meer schwimmend, enthielt nach Boussingault: 76,46 C, 8,75 H, 12,24 O, 1,70 N, 0,85 Asche (Annal. chim. et phys. (5) XXIX. 1883. 375); A. von Bentheim: 86,69 C, 9,30 H, nur 2,82 O, 0,66 N, 0,53 Asche (A. Stromeyer im N. Jahrb. f. Min. 1862. 883).

In manchen Gegenden kennt man Sandsteine, auch Kalksteine, welche von Asphalt in mehr oder weniger grosser Menge durchdrungen sind. Die neocome Molasse und Nagelflue von Seyssel an der Rhône in Frankreich, der Neocomkalk im Val de Travers bei Neuchâtel sind reichlich mit A. imprägnirt (Annal. d. Chem. u. Pharm. LXXXVII. 139; Archives des sc. phys. et natur. 1856. 165; Comptes rendus 1868. LXVI. 633). Der bituminöse Sand von Bechelbronn im Elsass bildet im tertiären Gebirge ellipsoidische Lager bis zu 2 m gewöhnlicher Mächtigkeit und beträchtlicher Länge; der mittlere Bitumengehalt des Sandes ist 2%; ähnliche bituminöse Sande finden sich zu Sulz unterm Wald und Schwabweiler; bedeutend reicher an Bitumen ist der tertiäre Süsswasserkalkstein von Lobsann im Elsass, welcher 10, 12, selbst 18% davon enthält (Daubrée in Bull. soc. géol. (2) VII. 1850. 444). Nach Benecke gehören diese asphaltführenden Schichten im Elsass dem mittleren Eocän an (Abr. d. Geol. v. Els.-Lothr. 1878. 81). Am Forstort Wintjenberg bei Holzen am Hils (Braunschweig) ist ein erdiger Kalk mit A. imprägnirt und enthält in seinen oberen Partieen bis zu 18% davon; vgl. dar. v. Strombeck in Z. geol. Ges. XXIII. 1871. 277, wo der Kalk der unteren Etage des Portland zugerechnet und wahrscheinlich gemacht wird, dass der A. als ein Zersetzungsproduct der Wealdenkohle

nachträglich von oben her in den Kalkstein eingeführt ist. Bei Limmer in der Nähe von Hannover sind oolithische Kalksteine, schieferige Mergel und Mergelkalke des weissen Jura ebenfalls von A. braun gefärbt und enthalten oft Nester und Streifen eines dickflüssigen, zähen Erdpechs (vgl. ebendas. XXIX. 1877. 226). — Im miocänen Sandstein von Bastennes, Dép. des Landes (nach Ewald, Z. geol. Ges. IV. 1852. 216). Über den A. von Sendschan in Persien vgl. Tietze im Jahrb. geol. R.-Anst. XXIX. 1879. 586.

Anderswo gibt es Ablagerungen von reinem Asphalt, z. B. bei Avlona in Albanien (von Klaproth untersucht, Beiträge III. 315), auf der Insel Trinidad, wo in einem fast stundenweit ausgedehnten Asphaltgebiet ein See liegt (Webster, Edinb. new phil. journ. XVIII. 331 und Jahrb. f. Min. 1833. 629; auch Wall, Quart. journ. geol. soc. XVI. 467 und Manross, Am. journ. of sc. (2) XX. 1855. 152); bekannt als Asphaltsee ist das Todte Meer in Palästina (Lartet, Bull. soc. géol. XXIV. 1867. 12). Im Thal des Santa Anna, 8 Miles w. von Los Angeles, Californien, bedeckt nach W. Denton eine Asphaltschicht von mehr als 30 Fuss Mächtigkeit einen Raum von 60—80 Acker (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1876. 692, auch Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwes. XXXV. 1887). Die subcarbonische Schichtenreihe im nördl. New Brunswick in Nordamerika wird nach Dawson von einem 1—6 m mächtigen Asphaltgang (Albertit genannt) durchsetzt, welcher durchweg rein ist und kleine Adern und Trümer in die benachbarten Schiefer hineinsendet. Sog. Albertit (d. h. Asphalt) findet sich nach Morrison auch in Strathpeffer, Rossshire, in Spalten von Gneiss und Silursandstein. Über A. in Westvirginien vgl. Fontaine im Amer. journ. of sc. 1873. VI. 409. Erwähnenswerth sind noch das Asphaltvorkommniss von Darfeld w. von Münster in Westphalen, welches Spalten im mergeligen Kreidekalk erfüllt (Becks in Pogg. Ann. XLVII. 397), und die senkrecht stehenden, gegen 1 m mächtigen Gänge eines pechschwarzen, stark glänzenden A., welche in dem Gault der Grafschaft Bentheim aufsetzen und ausserdem Kalkspath und Eisenkies führen (Credner, Elem. d. Geolog. 1878. 617).

Merkwürdig sind die Asphaltvorkommnisse, welche sich in den krystallinischen Schiefern Schwedens, namentlich in den diesen untergeordneten Magneteisen- und Eisenglanzlagerstätten, z. B. von Dannemora finden. Auch auf dem Eisensteinlager zu Markoldendorf im Fürstenthum Hildesheim, in den Nieren von thonigem Brauneisenstein bei der Carlshütte am Elligser Brinke im Herzogthum Braunschweig, im Gyps von Weentzen im hannöverschen Amt Lauenstein kennt man A. (Hausmann). Nester von A. beschreibt A. Pichler im Hauptdolomit des Arzgrabens, n. von Telfs und von der Lamsen, n. von Schwaz in Tirol; bei Häring findet er sich auch in Drusenräumen des grauen Kalks.

Hierher gehören auch die flüssigen **Erdöle** (Bergöl, Steinöl, Bergtheer, Naphtha, Petroleum). Die chemische Zusammensetzung des Petroleums wechselt, wie auch sein spec. Gewicht. Folgende Analysen theilt H. Ste.-Claire Deville mit (vgl. Jahresber. Chemie f. 1869. 1128):

1. von Bechelbronn im Elsass;
2. von Oedesse in Hannover;
3. von Wietze in Hannover;
4. aus Ostgalizien;
5. aus Westgalizien;
6. von Grand Manitoulin in Westcanada;
7. von Petrolia in Westcanada;
8. von Rogers Gulch in Westvirginien. Das spec. Gewicht bestimmt bei 0°.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
Kohlenstoff . . .	85,7	80,4	86,2	82,2	85,3	83,0	84,5	83,2
Wasserstoff. . .	12,0	12,7	11,4	12,1	12,6	14,6	13,5	13,2
Sauerstoff . . .	2,3	6,9	2,4	5,7	2,1	2,4	2,0	3,6
spec. Gewicht. .	0,892	0,892	0,955	0,870	0,885	0,828	0,870	0,857

Quellen von Erdöl sind z. B. von Alters her auf der Halbinsel Apscheron (wo dies Öl vorzugsweise in Sand- und Sandsteinschichten enthalten ist, welche dem oberen Tertiär angehören) und an der ganzen Küste des kaspischen Meeres zwischen Baku und Skallian bekannt; nach Coquand sind die petrolführenden Schichten Kaukasiens oberoligocän, nach Baciewicz pliocän, nach H. Sjögren miocän oder oberoligocän; ferner bei Heide in Holstein n. von Hamburg, in der Gegend von Oedesse unfern Peine, bei Bechelbronn und Lobsann im Elsass, am Berge Zibio bei Sassuolo in Modena, am Puy de la Poix unfern Clermont in der Auvergne u. a. O. Längs des Nordrandes der Karpathen finden sich stellenweise ausserordentlich reichhaltige Erdölquellen in einer Zone, welche aus der Gegend von Gdow in Westgalizien über Limanowa, Gribów, Dukla, Sanok, Drohobycz, Kolomea bis gegen Suczawa in der Bukowina (ja bis in die nördliche Walachei hin) zu verfolgen ist und bei einer durchschnittlichen Breite von 2—3 Meilen eine Längserstreckung von ca. 60 Meilen erlangt. Nach den Untersuchungen insbesondere von Paul ist das Vorkommen auf vier verschiedenalterige Schichtencomplexe des Karpathensandsteins beschränkt, auf die neocomen Ropianka-Schichten, auf den eocänen Theil des Karpathensandsteins, auf das Niveau der oligocänen Fischschiefer und Menilitschiefer und auf dasjenige der neogenen Salzformation. Doch sind diese vier Horizonte keineswegs in ihrer ganzen Mächtigkeit ölführend, im Gegentheil beschränkt sich die Imprägnation innerhalb jener Hauptglieder auf einzelne Gesteinsbänke, meist mürbe Sandsteine, deren Stärke in der Regel nur wenige Meter erreicht. Das Erdöl imprägnirt die ganze Masse der betreffenden Gesteine, erfüllt ihre Poren und feinen Spalten und sammelt sich demzufolge hier im Grunde von Schächten, Brunnen oder Bohrlöchern. Die mit den Sandsteinen vergesellschafteten bituminösen Schiefer mögen zwar das Hauptmaterial für die Bildung des Öles geliefert haben, sind aber als gegenwärtige Träger desselben bedeutungslos. Die Mehrzahl der Ölfundpunkte des östlichen und mittleren Galiziens liegt nicht in Schichtenmulden, sondern auf den Höhen der Schichtensättel oder wenigstens in der Nähe derselben (vgl. die ausführlichen Darlegungen von Paul im Jahrb. geol. R.-Anst. 1881. 131). — Gegenstand einer grossartigen Gewinnung sind bekanntlich ferner die in ungeheurer Menge und Ergiebigkeit in Nordamerika auftretenden Petroleumquellen, in Canada, New-York, Pennsylvanien, Ohio, Westvirginien und Kentucky-Tennessee. Alle diese Petroleumvorkommnisse gehören der paläozoischen Periode an, sind indessen an verschiedene geologische Horizonte gebunden; die ältesten ölführenden Schichten gehören der untersilurischen Trenton-Gruppe an; andere Petroleumniveaus entsprechen dem Obersilur (Lower-Helderberg- und Oriskany-Gruppe) und dem Devon (Corniferous-Kalkstein, Hamilton- und Chemung-Gruppe)

und selbst bis zu den untersten Gliedern der productiven Steinkohlenformation konnte Ölführung nachgewiesen werden; weiter hinauf im Carbon folgt aber keine beachtenswerthe ölführende Schicht mehr. Ein Theil der Vorkommnisse zeigt das Petroleum an bestimmte concordante Schichten gebunden, ein anderer führt dasselbe in Spalten; im ersteren Falle sind durchweg die porenreichen Gesteine (Conglomerate, grobe Sandsteine, cavernöse Kalksteine) die hervorragenden Träger des Öles, nur in vereinzelten Fällen auch Schieferthone (vgl. insbesondere H. Höfer, die Potroleum-Industrie Nordamerikas, Bericht über die Weltausstellung in Philadelphia, 8. Heft, Wien 1877). — Über petroleumführende mesozoische Schichten in Argentinien (nach Brackebusch Aequivalente des Wealden oder Neocom) siehe im Excerpt N. Jahrb. f. Min. 1884. II. 354.

Über Naphtha, Erdöl, Petroleum vgl.:

Trautschold, N. von Baku, Z. geol. Ges. XXVI. 1874. 257. — XXVII. 1875. 706.

N. im Kaukasus und dessen Umgebung, Erman's Archiv f. d. wissensch. Kunde Russlands XXV. 214.

Coquand, P. am Nordabhang des Kaukasus, Bull. soc. géol. (3) VI. 1878. 86; in der Walachei und Moldau, ebendas. (2) XXIV. 1867. 505; von Albanien u. Zante, ebendas. (2) XXV. 1868. 20.

Abich, N. des n.-w. Kaukasus, Bull. soc. des natural. de Moscou. XL. 1867. 289. — Jahrb. geol. R.-Anst. XXIX. 1879. 165.

G. A. Bertels, N. d. n.-w. Kaukasus, N. Jahrb. f. Min. 1876. 78.

Baciewicz, P. von Apscheron, Materialien zur Geologie des Kaukasus, Heft III, Tiflis 1881.

Markunikoff u. Oglobin, P. des Kaukasus, Annal. chim. et physique (6) II. 1884. 372.

Hj. Sjögren, P. im transkaspischen Gebiet, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVII. 1887. 47. — Stockh. geol. Fören. Förh. XIII. 1891. 89. 223; XIV. 1892. 283.

Knop, P. von Reichartshausen im Odenwald, N. Jahrb. f. Min. 1873. 529.

v. Koenen, P. in Norddeutschland, Z. geol. Ges. XXXVI. 1884. 691.

B. Porro, P. in Italien, Gazzetta chimica XIII. 1883. 77; exc. im N. Jahrb. f. Min. 1885. II. 14.

N. in Galizien: In den Publicationen der geol. R.-Anstalt: v. Hochstetter, Verh. 1865. 78 und Jahrb. XV. 199. — Pošepny, Verh. 1865. 79 und Jahrb. XV. 351. — Ellenberger, Verh. 1867. 183 und Jahrb. XVII. 291. — Noth, Verh. 1868. 193 und Jahrb. XVIII. 311. — Foetterle, Verh. 1871. 356. — Paul u. Tietze, Jahrb. XXIX. 301. — Paul, Jahrb. XXXI. 160. — F. Kreutz, Verh. 1881. 28. 101. 113. — Tietze, Verh. 1881. 59. Ferner v. Cotta, Berg- u. Hüttenmänn. Ztg. XXV. 53. — Heurteau, Annales des mines. 1871. Heft 3.

N. in der nördl. Walachei, Verh. geol. R.-Anst. 1881. 93.

P. in Nordamerika: Petermann, Geograph. Mittheil. 1861. 151. — Koner's Zeitschr. f. Erdkunde 1862. 279. — E. B. Andrews, Am. journ. of sc. (2) XXXI. 1861. 85. — Sterry Hunt, ebendas. (2) XXXIV. 1862. 157. — A. Winchell (West-Canada), ebendas. (2) XLI. 1866. 176. — C. H. Hitchcock, Geolog. Magaz. IV. 1867. 34. — Burkart, Berg- u. hüttenm. Zeitg. XXIX. 373; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1871. 87. — H. Höfer, vgl. Citat auf S. 642. — Hilgar u. Zincken, Erdöl und Asphalt in Californien, Österreich. Ztschr. f. Berg- u. Hüttenwesen XXXV. 1887. — E. Orton, Petroleum im Trentonkalk von Ohio und Indiana, VIII. Ann. Report U. S. geol. survey 1889. 475.

Clarke, Erdöl in Neu-Süd-Wales, Quart. journ. geol. soc. XXII. 1866. 439.

H. Höfer, Das Erdöl (Petroleum) und seine Verwandten. Geschichte, physikalische und chemische Beschaffenheit, Ursprung, Auffindung und Gewinnung des Erdöles. Wien 1888.

Der Ursprung dieser Bitumenstoffe ist wahrscheinlich ein mehrfacher; einestheils geben zweifelsohne sowohl die sich umwandelnden und zersetzenden vegetabilischen Massen, andererseits die verwesenden Thierleiber zu ihrer Entstehung Anlass. Da wo Braunkohle sich in Steinkohle, Steinkohle sich in Anthracit verwandelt, ein Process der auf eine reinere Darstellung des Kohlenstoffs hinarbeitet, findet nothwendigerweise (vgl. S. 635) ein Entweichen von Kohlenwasserstoffen statt, die alsdann zur Abscheidung gelangen können. Massenhafte Entwickelung von Kohlenwasserstoffgasen und Bergölen ist in manchen Steinkohlengebieten bekannt, ebenso mehrfach directes Ausschwitzen, ja Herausquellen von Bergöl aus den Steinkohlenflötzen selbst. Das Bitumen, welches animalische Überreste begleitet, welches Muschelschalen ausfüllt nnd an Fischabdrücken hängt, bekundet aber deutlich seine Abstammung von verwester thierischer Masse; vielleicht rührt mehr Bitumen von zersetzten animalischen Körpern als von Pflanzen her. Bedenkt man die unermessliche Fülle von fossilen Thierresten in den sedimentären Gebirgsschichten, so liefert gerade die Gegenwart der flüssigen und festen Bitumensubstanzen eine Antwort auf die Frage, was aus den Moderstoffen ihrer verschwundenen Leiber geworden sei.

Nach Trautschold sucht man in den naphthaführenden Schichten der Halbinsel Apscheron vergeblich nach pflanzlichen Substanzen, aus denen sich das Erdöl gebildet haben könne, und er wirft die Frage auf, ob nicht hier das Fleisch der Bivalven das Material zur Bildung von Kohlenwasserstoffverbindungen geliefert habe, da in der That mehrere 100 Fuss mächtige Schichten hier nur aus einem Gemenge von Sand und Bivalvenschalen bestehen, wobei indessen zu bedenken sei, dass man an anderen Orten ähnliche Schichten findet, ohne dass sie von Naphtha-Ansammlungen begleitet wären. Auch H. Höfer gelangt für das amerikanische Petroleum mit vielen anderen Forschern zu der Ansicht, dass man nur thierische Reste als Ausgangspunkt zur Erklärung der Herkunft voraussetzen darf; aus ihnen habe sich unter Mitwirkung der Erdwärme durch eine allmähliche Destillation unter entsprechendem Druck das Rohöl gebildet. Vgl. ferner die Versuche Engler's, unter hohem Druck und hoher Temperatur aus Fischthran petroleumartige Producte zu erhalten (Ber. d. chemischen Ges. 1888. Heft 9. 1816). Selbstverständlich brauchen die Erdöle nicht allemal in denjenigen Schichten auch entstanden zu sein, an welche sie jetzt gebunden erscheinen, oder aus welchen sie austreten. Dass aber das galizische Erdöl nicht als ein Destillationsproduct aus in grösseren Tiefen liegenden Kohlenflötzen zu betrachten, sondern aus der Zersetzung organischer Reste abzuleiten sei, welche in den betreffenden Schichten selbst eingeschlossen gewesen, dies ist nach Fr. v. Hauer deshalb wahrscheinlich, weil es nachgewiesenermassen an Gesteine von bestimmtem geologischen Alter gebunden ist, und auch, gänzlich getrennt von den galizischen Vorkommnissen, da in Ungarn wiedererscheint, wo diese betreffenden Gesteine

sich abermals finden. Auch die verschiedene Beschaffenheit der Öle in verschiedenen Horizonten kann als Beweis für die selbständige Genesis der Öle in den verschiedenalterigen Schichtgruppen betrachtet werden. Das Öl des eocänen Horizontes ist nach Heinr. Walter dunkel, harzig, wenig paraffinhaltig und schwachgrädig, dasjenige des neocomen Horizontes hell, beinahe gar nicht harzig, hochgrädig und paraffinhaltig. Kreutz ist der Ansicht, dass das galizische Erdöl nicht nur unmittelbar aus organischen Substanzen, sondern auch zum grossen Theil mittelbar aus denselben durch Umbildung des Ozokerits (Erdwachses) entstanden sei. — Nach Bořicky ist das Erdöl, der Bergtheer u. s. w. des böhmischen Silurs aus thierischen Resten entstanden (N. Jahrb. f. Min. 1873. 664). — Der Asphalt der Insel Trinidad, welcher dort in miocänen Becken vorkommt, soll nach Wall durch eine eigenthümliche Zersetzung direct aus vegetabilischem Detritus hervorgehen. Eine Reihe von Ansichten über die speciellere Bildung des Asphalts wird auszüglich im N. Jahrb. f. Min. 1871. 425 mitgetheilt.

Brandschiefer.

(Ölschiefer, Schiste bituminifère, Pyroschiste, Bituminous flagstone, Bituminous shale.)

Der hier den Kohlengesteinen angereihte Brandschiefer ist ein pechschwarzes bis braunschwarzes, ausserordentlich reichlich mit Bitumen imprägnirtes Schiefergestein. Dünn- und geradschieferig lässt es sich in sehr dünne Platten spalten, welche auf den Spaltungsflächen schimmern und fettglänzenden Strich zeigen. Die Durchdringung mit bituminöser Materie ist meist so stark, dass der Brandschiefer im Feuer mit blauer, stark russender Flamme unter Entwickelung eines schwefelig-harzigen Geruches brennt, dabei weisslich und leichter wird, aber ohne in Asche zu zerfallen seine Schieferung bewahrt. Das Bitumen hat sich bisweilen als dünne fettglänzende Erdpechlagen auf den Schichtungsfugen angesammelt. Überreste von Fischen und Pflanzen sind nicht selten in den Brandschiefern. Der Bitumengehalt scheint ebenso sehr, wenn nicht mehr, von thierischen Leibern, als von pflanzlichen Substanzen abzustammen.

Namentlich in der carbonischen, der Dyas- und Liasformation finden sich sowohl vereinzelte Schichten als ganze Schichtensysteme von Brandschiefer; doch kennt man dieselben auch schon mehrfach im Gebiet älterer Formationen.

In dem Devon des n. Schottlands sowie der Orkney-Inseln kommen ausgezeichnete Brandschieferschichten vor. Graf Keyserling beschreibt ein wenigstens 800 Fuss mächtiges Schichtensystem von dünngeschichteten, dunkelbraunen bis sammetschwarzen Brandschiefern, welche an der Uchta im s. Theil der Bergkette Timan (im arktischen Ural) unter $63\frac{1}{2}^{\circ}$ n. Br. auftreten und dort Domanik genannt werden; der Glühverlust durch Entweichung des Bitumens beträgt 48%. — Von denen, welche vorzugsweise den Schieferthonen und Sandsteinen der obersten Etage eingelagert, der Steinkohlenformation angehören, seien die in dünnen Blättern fast elastischen Brandschiefer von Libowitz, Stern und Jedomelitz im böhmischen Bassin von Schlan-Rakonitz, die ebenfalls sehr bituminösen von Burdiehouse unfern Edin-

burgh, sowie diejenigen erwähnt, welche in den vieleu kleinen französischen Steinkohleubassins reichlich vertreten sind, z. B. bei Decize, Commentry, Montluçon, Saint-Gervais und Autun, wo ihre Mächtigkeit zwischen Epinac und Igornay über 300 Fuss beträgt. — Im Rothliegenden erscheinen an mehreren Punkten ausgezeichnete Brandschieferschichten, z. B. bei Oslawan in Mähren, wo 3, bei Saalhausen unfern Oschatz in Sachsen, wo 6—7 Flötze übereinanderliegen, von denen das mächtigste 18 Fuss stark ist; auch bei Weissig unfern Pillnitz, bei Grüna unfern Chemnitz in Sachsen und nach Beyrich zwischen Trautenau und Hohenelbe in Böhmen; das Rothliegende bei Erbendorf iu Bayern enthält nach Gümbel vier Brandschieferflötze mit zahlreicben Fischresten. — Die in der Provinz Mendoza der argentinischen Republik weit verbreiteten Brandschiefer stellt H. B. Geinitz zu der rhätischen Formatiou (Beitr. z. Geolog. u. Palaeont. d. arg. Rep. II. Theil, 1876). — In der Liasformation treten ebenfalls sehr bitumenhaltige Brandschiefer auf; die schwarzen Schiefer von Boll und Holzmaden in Württemberg siud so mit Bitumen und thierischem Öl getränkt, dass sie sich wie Bretter sägen und hobeln lassen; ähnliche Vorkommnisse sind die Brandschiefer von Seefeld in Tirol, von Walgau in Bayern, von Ubstatt zwischen Carlsruhe und Heidelberg, von Lyme-Regis im s.w. England.

Murchison, Bdsch. von Nordschottlaud, Quart. journ. geol. soc. XV. 1859. 394.
Keyserling, Domanikschiefer, Wissenschaftl. Beob. auf einer Reise in das Petschoraland 1846. 396.
v. Newicki, Bdsch. aus dem Schlan-Rakonitzer Kohlenbassin, Lotos III. 1853. 110.
v. Haner, Bdsch. von Oslawan in Mähren, Sitzgsber. d. Wien. Akad. d. W. 1850. 160.
Siegert, Bdsch. von Saalhausen, Sect. Oschatz-Mügeln 1885. 11.
E. Geinitz, Bdsch. vou Weissig, N. Jahrb. f. Min. 1875. 1.
R. Hoffmann, Bdsch. aus d. Rothlieg. von Starkenbach, Böhmen, Journ. f. pr. Chemie. XC. 466.
Beyrich, Bdsch. von Hohenelbe, Ber. d. Berliner Akad. d. W. 1845. 25.
Gümbel, Beiträge zur Flora der Vorzeit, nameutlich des Rothliegenden bei Erbendorf 1860.
Bronn, Schiefer aus d. Murgthale, N. Jahrb. f. Min. 1850. 577.
Schafhäutl, Bdsch. von Seefeld und Walgau, Geogn. Untersuch. des südbayer. Alpengebirges. 1851. 25.
St. Hunt, Bdsch. v. Canada, Am. journ. of sc. XXXV. 157.
Whitney, Rep. on the geol. survey of Jowa I. 183.

Guano.

(Huano altperuanisch für Mist.)

Auch der Guano ist hier wegen seiner Entstehung aus organischer Materie den Kohlen angereiht. Sein manchmal grosser Gehalt an phosphorsaurem Kalk würde ihm auch neben dem Phosphorit eine Stelle anweisen.

Der Guano, der an einigen Punkten der Erde Massen von bedeutender Ausdehnung zusammensetzt, bildet weissliche, graugelbe, gelbbraune, mitunter auch schmutzigrothe Anhäufungen, entweder erdig oder auch wohl von grösserer Härte, meistens mit sehr unangenehmem Geruch nach faulem Harn, bestehend vorwiegend aus Kalk, Ammoniak, Phosphorsäure, Harnsäure, Oxalsäure, Ulminsäure. Manchmal finden sich in ihm allerhand krystallisirte, als Concretionen oder als

stalaktitische Krusten abgeschiedene Salze, wie kugel- oder birnförmige Knollen von krystallinischem Salmiak; Struvit (Magnesia-Ammonphosphat), Taylorit (Kali-Ammonsulfat), Lecontit (Natronkali-Ammonsulfat), Stercorit (Natron-Ammonphosphat), phosphorsaures Ammoniak, Teschemacherit (Ammoncarbonat), oxalsaures Ammoniak.

Der Guano wird, an der Luft erhitzt, unter Entwickelung von brenzlich riechenden Dämpfen schwarz, und schmilzt zu einer fast metallisch glänzenden cokesähnlichen Kugel, wird dann bei weiterer Erhitzung weiss und mehlig. In HCl ist der G. zum Theil mit schön gelbbrauner Farbe, oft auch unter Brausen löslich, mit Kalilauge erhitzt löst er sich unter starker Entwickelung von Ammoniak zum grossen Theil zu einer braunen Flüssigkeit, aus welcher HCl gelbbraune Flocken von Ulminsäure niederschlägt.

Die chemische Zusammensetzung des G. ist ausserordentlich verschieden. Die besten Sorten enthalten nur eine äusserst geringe Menge von phosphorsaurem Kalk und sind dafür reich an Stickstoffverbindungen; so beschaffen ist namentlich der peruanische G.; der erdige G. besitzt einen grossen Gehalt an Phosphorsäure und ermangelt der Stickstoffverbindungen fast ganz; diese Verschiedenheit ist namentlich den Wirkungen häufiger Regen zuzuschreiben, welche die löslichen Salze auswaschen, den phosphorsauren Kalk zurücklassen, und denen die peruanischen Küsten fast gar nicht ausgesetzt sind, da die Andes alle Feuchtigkeit aufnehmen. Völkel fand in einem Guano: harnsaures Ammoniak 9,0; oxalsaures Ammoniak 10,6; oxalsauren Kalk 7,0; phosphorsaures Ammoniak 6,0; phosphorsaure Ammoniak-Magnesia 2,6; schwefelsaures Kali 5,5; schwefelsaures Natron 3,8; Chlorammonium 4,2; phosphorsauren Kalk 14,3; Thon und Sand 4,7; organische Materie, etwas lösliches Eisensalz und Wasser 32,3. Aus Nesbit's 15 Analysen des G. der Chincha-Inseln ergibt sich als Mittel: Organische Stoffe (Säuren) und Ammoniak-Salze 52,52; phosphorsaurer Kalk 19,52; Phosphorsäure 3,12; alkalische Salze 7,56; Kieselsäure und Sand 1,46; Wasser 15,82. Higgins und Bickell bestimmten in dem columbischen G.: Kalk 39,01; Magnesia 0,22; Eisenoxyd 0,11; Phosphorsäure 43,50; Schwefelsäure 7,08; Chlor Spuren; Wasser und organische Materie 10,75; Sand 0,02.

Der Guano gilt als Product einer trockenen Verwesung der aufgehäuften Excremente verschiedener, in grosser Menge beisammen lebender Seevögel, namentlich der Pelicane, Fettgänse und Möven. Nach der Ansicht Anderer, namentlich von v. Etzel, ist der G. nicht, oder wenigstens nicht ausschliesslich Vogelmist, sondern besteht aus den verfaulenden Körperüberresten von Seevögeln und Robben, von denen sich Gerippe, Federn, Klauen, Zähne nicht selten im G. finden; diese Thiere sollen sich an bestimmte Orte begeben, sobald sie ein Gefühl ihres herannahenden Todes verspüren. Wahrscheinlich liefern sowohl die Leichen als der Mist der Seethiere das Material zur Guanobildung.

Die Hauptvorkommnisse der Guanoablagerungen sind folgende:

a) Der G. Perus, in ungeheuren Ablagerungen auf den Inseln längs der Küste von Peru, zwischen dem 2.° und 21.° s. Br., von der Payta-Bai an bis zur Mündung

des Rio Loa zerstreut. Aufwärts von Süden an nach dem Aequator zu folgen die hauptsächlichsten Guanoinseln: Chipana, Huanillos, Punta de Lobos, Pabellon de Pica, Puerto ingles, Islas patillos, Punta grande, Isla de Iquique (n. davon unter 13° s. Br. liegen die drei vielbesuchten Chinchas-Inseln Chinchas, Ballesta und Isla Blanca), Pisagua, Ilo, Jesus y Cocotea, Lobos de Terro und Lobos de Afuero. Der G. ruht auf Granit, Gneiss, Syenit, Syenitporphyr, zuweilen in geneigten, auf Chipana in fast senkrechten Schichten. Die Mächtigkeit der Guanoablagerungen steigt bis zu 32 Fuss.

b) Der G. Patagoniens findet sich an der Ostküste, auf den Inseln und Klippen der Spiringsbucht, sowie der Desvelos- oder Watchmansbucht, im Süden des Cap Blanco unter dem 47.° s. Br. Auf den mit steilen Küsten in das Meer stürzenden Inseln erheben sich die Guanolager in flachgewölbten Hügeln mehrere hundert, ja bisweilen tausend Fuss Höhe erreichend.

c) Im stillen Ocean in der Nähe des Aequators zwischen 155° und 180° w. L. von Greenwich liegen die mit einer bis zu einigen Fuss dicken Guanoschicht bedeckten Korallenriffe Bakers-, Howlands- und Jarvis'-Island. Ihr G. ist nach Hague ausserordentlich reich an phosphorsaurem Kalk.

d) Der Guano Afrikas lagert an der Südwestküste auf den Klippen der Saldanha-Bai und auf Jehaboe (32° s. Br. und 36° w. L. von Ferro).

e) Die australischen Inseln Malda, Lacepède, Huon (Jahresber. d. Chem. für 1880. 1337).

Boussingault in Comptes rendus 1860. LI. 844 und N. Jahrb. f. Min. 1861. 206.
Snowden Piggot, Am. journ. of sc. (2) XXIII. 1857. 120.
Higgins und Bickell, ebendas. 121.
J. D. Hague, Am. journ. of sc. (2) XXXIV. 1862. 224.
K. v. Scherzer, Reise der österr. Fregatte Novara 1862. III. 309.
C. Janisch, Mikroskopische Untersuchungen über Guano (welcher zahlreiche Diatomeen enthält), Abhandl. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur. 1861. II. 151; 1862. I. 1.
Malaguti, l'Institut XXIX. 1861. 308.

Die klastischen Gesteine.

Die klastischen Gesteine haben ihr Material vorzugsweise aus den Trümmern von bereits präexistirenden Massen bezogen. Allgemeine Verhältnisse derselben wurden schon früher (I. 8) besprochen, auch die verschiedenartigen Structuren bereits I. 493 erwähnt.

Die Bildungsweise der klastischen Gesteine ist eine vielseitige und es lassen sich so verschiedene Gruppen derselben unterscheiden:

1) **Zusammenschwemmungsgebilde** (Alluvionsgebilde Naumann's), entstanden unter Mitwirkung zusammenschwemmenden Wassers; die klastischen Elemente können verschiedenen Ursprungs sein:

   a) das Material ist Detritus von oberflächlich anstehend gewesenen Gesteinen (neptunische Alluvionsgebilde Naumann's). Durch Verwitterungsprocesse aufgelockert, wurden vermöge der Kraft der Gewässer die entstandenen Blöcke in mehr oder weniger grosse Fragmente zerkleinert, zu Schuttmassen, Kies und Sand zermalmt und zerrieben, und ebenfalls vom Wasser fortgeschwemmt, auf dem Boden von Flüssen, Landseen, Meeren schichtweise abgesetzt. Derlei Gebilde sind z. B. die meisten Conglomerate, die Sandsteine, Grauwacke u. s. w.

   b) Das Material sind gröbere oder kleinere vulkanische Auswürflinge, vulkanischer Schutt, Lapilli, vulkanischer Sand und Asche, Gesteinspartikel und isolirte Gemengtheile; geliefert durch vulkanische Eruptionen wurde es durch Mitwirkung des Wassers zusammengeschwemmt und geschichtet, wobei es mehr oder weniger verändert vorliegen kann (vulkanische Alluvionsgebilde Naumann's, tuffogene Sedimente Reyer's). Derartige wesentlich aus zusammengeschwemmten vulkanischen Auswürflingen bestehende klastische Gesteinsmassen erscheinen nicht nur in Verbindung mit den heutigen Vulkanen, sondern sind auch schon in früheren Perioden der Erdbildung abgelagert worden.

2) **Aeolische Dejectionsgebilde**; Ablagerungen, welche durch das Niederfallen klastischen Materials aus der Luft auf die Erdoberfläche entstehen:

a) das Material sind feinere vulkanische Auswürflinge, Gesteinspartikel (unter diesen vielfach Glas) und isolirte Gemengtheile. Die Absätze sind manchmal schwer von denen 1 b zu unterscheiden.

b) das Material ist nicht vulkanischen Ursprungs, gewöhnlicher dnrch die Winde bewegter oberflächlicher Detritus; Sand, Löss.

3) **Reibungsgebilde**, nämlich:

I. Ernptive Reibungsgebilde, bei welchen die verkittende Masse selbst nicht klastischen Charakters ist und welche deshalb den Eruptivgesteinen nahe stehen; hierbei kann man folgende Fälle unterscheiden:

a) in fremdem Nebengestein empordringendes Magma sprengt von den Wänden des Aufsteigungscanals Bruchstücke ab und verbindet dieselben; z. B. Thonschieferfragmente in Quarzporphyrgängen, Granitbruchstücke im Basalt.

b) empordringendes Magma reisst von den Wänden des Kraters Bruchstücke von Gestein ab, welches durch frühere Eruptionen gleichen Materials geliefert wurde; z. B. Fragmente von Quarzporphyr im Quarzporphyr.

c) nachdringendes Magma zerstückelt die bereits verfestigte oberflächliche Kruste der Lava und verkittet diese Fragmente. (Hier würde sich vielleicht noch der von H. Vogelsang vorgesehene Fall anschliessen können, dass Tuffmassen, die sich im Krater angesammelt haben, zur theilweisen Wiedereinschmelzung gelangen, oder dass dies Tuffmassen, die während der Eruption in die Lava fallen, widerfährt; Philos. d. Geologie 173.)

II. Kataklastische Reibungsgebilde oder tektonische Reibnngsbreccien, entstanden durch eine innerliche Breccienbildung während des Gebirgsdrucks, von Naumann (Geognosie I. 1858. 655) contusive Frictionsgesteine genannt, »solche, welche lediglich in Folge gewaltsamer Bewegungen grösserer oder kleinerer Theile der Erdkruste, durch eine innere Zerbrechung und Zermalmung des von diesen Convnlsionen betroffenen Gesteins an Ort und Stelle gebildet wurden, ohne dass mit ihnen das Material eines eruptiven Gesteins unmittelbar in Conflict und Verbindung getreten ist«. — Nicht zu verwechseln mit diesem Vorgang ist die Erscheinung, dass von Klüften und Sprüngen aus netzförmig eine Zersetzung um sich greift und durch den Gegensatz umgewandelter und frisch gebliebener Gesteinspartieen ein breccienähnliches Aussehen hervorgerufen wird.

4) **Zerberstungsgebilde**; entstanden durch:

a) Zerberstung erkaltender Eruptivmassen, wodurch namentlich die wirr durcheinandergeworfene und manchmal hoch aufgethürmte sog. Blocklava entsteht; auch diese Blöcke können durch neue Lava verkittet werden und dann entsteht die sog. Agglomeratlava (v. Fritsch u. Reiss, Geol. Beschreib. d. Insel Tenerife, 415). Diese Kategorie bildet

Übergänge nach 3 I. — Eine besondere Modification wäre die durch J. Roth, v. Fritsch, Reiss u. A. berichtete Erscheinung, dass bisweilen die bereits feste Lavakruste, wie es auch bei künstlichen Schmelzflüssen beobachtet wurde, spontan zu Staub zerfällt.

b) Zerberstung und Zerbröckelung eines eintrocknenden Sediments an Ort und Stelle durch Verlust der Feuchtigkeit.

Jenzsch, Systematik und Nomenclatur der rein klastischen Gesteine; Z. geol. Ges. XXV. 1873. 736.
Löwinson-Lessing, Zur Bildungsweise und Classification d. klastischen Gest., Min. u. petr. Mitth. IX. 1888. 528.
Reyer, Über Tuffe und tuffogene Sedimente, Jahrb. geol. R.-Anst. XXXI. 1881. 57.

Teall schlägt vor zu unterscheiden (Geolog. magaz. 1887. 473):
epiclastic, Gesteine, aus Fragmenten entstanden durch Zertrümmerung älterer Felsarten an der Oberfläche; hierher würden demnach gehören: 1a, 2b, 4b.
cataclastic, fragmentare Gesteine, erzeugt während der Beeinflussung älterer Gesteine durch Gebirgsdruck; hierher 3 II.
pyroclastic, fragmentare Gesteine vulkanischen Ursprungs; dazu wären dann zu rechnen ohne Unterschied: 1b, 2a, 3 I, 4a.

Das vorwiegende Material der klastischen Gesteine ist wesentlich allothigener Art (vgl. Bd. I. 8); haben nach der Ablagerung desselben an Ort und Stelle Mineralbildungen innerhalb seiner Masse stattgefunden, so werden dieselben als authigen unterschieden, z. B. nachträgliche Quarzabsätze in Sandsteinen, Feldspath-Neubildungen in Conglomeraten, Entstehung zahlreicher secundärer Umwandlungsproducte. Die sehr zweckmässigen Bezeichnungen für diese Auseinanderhaltungen rühren von Kalkowsky her (N. Jahrb. f. Min. 1880. I. 4; von ἄλλοθι anderswo und αὖθι, zusammengezogen aus αὐτόθι, daselbst). Bei der hochgradig umgewandelten Beschaffenheit, welche viele der klastischen Gesteine im Lauf der Zeit angenommen haben, ist es eine sehr wichtige, freilich oft auch recht schwierige Aufgabe, beide Kategorien als solche zu erkennen.

Bei den vorstehend erörterten Bildungsvorgängen kann es sich auch zugetragen haben, dass Mengungen von verschiedenartigem Material entstanden, z. B. in einem Gewässer gewöhnlicher sedimentärer Gesteinsdetritus (I a) zusammen mit vulkanischen Auswurfsproducten (I b) zum Absatz gelangte. Mügge schlug vor, klastische Massen der letztgedachten Art, für welche viele Beispiele bekannt waren, Tuffite, und wenn sie jetzt in metamorphischer (nicht contactmetamorphischer) Beschaffenheit vorliegen, Tuffoide zu nennen (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 1893. 708).

Die Fragmente der klastischen Gesteine sind in den meisten Fällen durch ein Bindemittel verkittet, dessen Beschaffenheit und Menge sehr verschieden ist (vgl. I. 504). Daneben unterscheidet man lose klastische Gesteine, zusammengehäufte Trümmer, welche nicht durch ein Cäment verbunden werden.

Rücksichtlich der Natur der Fragmente kann man bei den klastischen Gesteinen monogene und polygene unterscheiden; bei ersteren besitzen alle

oder doch fast alle Trümmer dieselbe Beschaffenheit und rühren von einem und demselben primitiven Gestein her, während die polygenen klastischen Gesteine aus Bruchstücken verschiedenartiger Felsarten zusammengesetzt sind.

Die sämmtlichen klastischen Gesteine seien in Folgendem in vier Abtheilungen gebracht: Die erste derselben befasst die Conglomerate, Breccien, Tuffe der Eruptivgesteine (mit den dazu gehörenden losen klastischen Massen) und zwar zunächst der älteren, dann der jüngeren; die zweite begreift die Conglomerate und Breccien der krystallinischen Schiefer und krystallinischen sedimentären Materialien, nebst den polygenen Conglomeraten; die dritte die Sandsteine und sedimentären Schiefer; daran schliessen sich dann als vierte, gewissermassen einen Anhang bildende Abtheilung, diejenigen ebenfalls nicht ursprünglichen Gesteine, welche Naumann als dialytische oder limmatische bezeichnet. Es sind dies (vgl. Bd. I. 504) solche Massen, welche sich als die Rückstände darstellen, die bei der Verwitterung namentlich feldspathreicher Gesteine übrig geblieben sind; die Thone bilden den Hauptrepräsentanten dieser Gruppe. Sie befinden sich übrigens theils noch an ihrer ursprünglichen Bildungsstätte, da, wo die Verwitterungs- und Zersetzungsprocesse, deren Resultat sie sind, gespielt haben, theils sind sie durch Wasser von da fortgeschwemmt und an anderen Orten abgesetzt worden.

Conglomerate, Breccien, Tuffe der Eruptivgesteine.

Granitconglomerat.

Grössere Blöcke, eckige Bruchstücke, abgerundete Geschiebe und Gerölle von Granit sind durch ein vorwiegend aus zerkleinertem Granitschutt bestehendes Cäment zu einem mehr oder weniger festen Gestein verbunden; z. B. bei Glösa, Frankenberg und Ortelsdorf unweit Chemnitz in Sachsen im Rothliegenden, bei Aubin und Rive-de-Gier in Frankreich in der Kohlenformation. Das sog. Dwyka-Conglomerat in der Cap-Colonie scheint vorwiegend ein Granitconglomerat zu sein (vgl. A. H. Green, Quart. journ. geol. soc. XLIV. 1888. 239).

Syenitconglomerat besteht in ähnlicher Weise aus grösseren und kleineren Fragmenten und Geröllen von Syenit, denen auch wohl Bruchstücke anderer Gesteine beigemengt sind, verkittet durch ein Bindemittel von gröberem Syenitschutt. In der Silurformation bei Corswall-Point in Schottland; im Zschoner Grunde bei Dresden, zum Rothliegenden gehörig; auch die untersten Schichten des Quadersandsteins bei Coschütz in Sachsen bildend (nach Naumann).

Davon zu unterscheiden sind diejenigen Granitbreccien, bei denen das Cäment ein krystallinischer ursprünglicher Granit ist. Granit- und Thonschieferfragmente eingekittet in ein Granitbindemittel kommen nach Hoffmann bei Reizenstein und Oberklingensporn im Fichtelgebirge vor (Übers. d. orogr. u. g. Verh. d. n.w. D. 432), ähnliche nach Reuss bei Reichenburg und Skutsch im Chrudimer Kreise in Böhmen (Kurze Übers. d. geogn. Verh. Böhm. 1854. 33). In den Pyrenäen sind häufig die von Charpentier sogenannten granites brèchiformes, bei denen zahlreiche eckige und abgerundete Stücke eines feinkörnigen, meist glimmerreichen Granits durch einen grobkörnigen, glimmerarmen Granit cämentirt werden (vgl. darüber auch Bull. soc. géol. (2) I. 385). Blöcke einer ausgezeichneten Granitbreccie beobachtete G. Leonhard bei Schlierbach (Skizze d. Grh. Baden 1846. 13). H. Lloyd gab Nachricht von einer solchen sehr festen Granitbreccie beim Dorf Blackrock s. von Dublin; bei Seapoint und bis Old Dunbary sind das Cäment und die eingeschlossenen Blöcke von sehr verschiedener Natur (Journ. geol. soc. of Dublin. I. Th. 2. S. 83; N. Jahrb. f. Min. 1837. 689). Diese letzteren Vorkommnisse scheinen zu den eruptiven Reibungsbreccien (3 I) zu gehören.

Arkose (Alex. Brongniart).

Arkose (Feldspathpsammit Naumann's) ist ein aus der Zerkleinerung von Graniten, auch wohl Gneissen hervorgegangenes hellfarbiges Schuttgestein, ein Feldspath-Quarz-Glimmersand. Körner von graulichweissem Quarz, röthlichweisse bis fleischrothe Körner von bald frischem bald kaolinisirtem Orthoklas, meist auch Glimmerblättchen sind durch ein Bindemittel cämentirt, welches in manchen Fällen thonig oder kaolinisch, in vielen anderen aber auch kieselig, chalcedon- oder hornsteinartig ist. Die Kieselsäure des Bindemittels konnte theils durch die Zersetzung des Feldspaths zu Kaolin geliefert werden, andererseits wird sie aber auch als durch Kieselquellen abgesetzt betrachtet. Eisenoxydhydrat spielt die Rolle eines Bindemittels in A.en von Montpeyroux und Condes bei Clermont in der Auvergne. Miocäne A. von Chamalières bei Clermont fand Rozet mit Bitumen imprägnirt. Manchmal fehlt das Bindemittel aber auch ganz und dann stellen sich die Gesteine als lose Aggregate von Quarzkörnern und Feldspathbröckchen dar, untermengt mit einigen Glimmerblättchen. A. geht einestheils in gewöhnlichen Sandstein, andererseits in Granitgrus oder festeren Granit über. Die A. der Bourgogne enthält eingesprengt und nester- oder trümerweise Bleiglanz, Eisenkies, Kalkspath, Flussspath, Baryt, Quarz, Chalcedon.

Solche A. lagert in der Regel in der Nähe granitischer Massen und erscheint in Formationen sehr verschiedenen Alters. Zum Unterdevon gehört in Belgien die sog. Arkose von Weismes (bei Malmedy), welche namentlich bei Haybes an der

Maas charakteristisch ausgebildet ist, ein ziemlich gleichkörniges Gemenge von Quarzkörnern mit theilweise kaolinisirten Feldspathpartikeln, zwischen denen heller Glimmer und spärlich Turmaline hervortreten; accessorisch noch nach Renard Zirkon, Rutil, Granat, Apatit (vgl. v. Lasaulx, Correspondenzbl. nat. Ver. pr. Rheinl. u. W. 1883. 13; Klement in Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 15; Renard, Bull. Musée r. d'hist. nat. Belg. III. 1884. 117; Barrois u. Gosselet, Bull. soc. géol. (3) XI. 1883. 670). — A. (feldspathführender schieferiger Sandstein) lagert bei Seelbach in Nassau im mittleren Unterdevon (zufolge v. Dechen), im Culm bei Berthelsdorf und Hainichen in Sachsen (Rothpletz), im productiven Kohlengebirge des Elsass, z. B. bei St. Pilt, s. von Schlettstadt (Benecke). Die nahe der Gneissgrenze bei Hansdorf in Schlesien als liegendste Schichten des Culms auftretenden A.en sind zufolge Dathe »regenerirte Gneisse« (Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1882. 231). Im älteren Rothliegenden der Umgegend von Heidelberg besteht die A. aus annähernd gleichgrossen Fragmenten der Granitgemengtheile, ohne makroskopisch hervortretendes Bindemittel, bisweilen mit scharfkantigen grossen Orthoklaskrystallen, auch mit feinen Chloritaggregaten und Trümern blutrothen Hornsteins; u. d. M. beobachtet man ein Bindemittel aus feinstzerriebenen Granitmineralien (wo dieses vorwaltet, ist es sehr reich an Zirkon), auch Quarze mit Glaseinschlüssen, die aus Porphyren stammen (Benecke u. Cohen, Geogn. Beschr. d. Umg. v. Heidelberg 1881. 218). Sonst ist u. a. noch A. als Glied des Rothliegenden bekannt von Rossdorf bei Darmstadt (zufolge Thürach mit mikroskopischem Anatas, Zirkon, Rutil, Granat, Magnetit, Turmalin), von Maroldsweisach in Unterfranken, von Stockheim (Gümbel, Fichtelgebirge 1879. 580), von Rochlitz in Sachsen (conglomeratartig). Beim Bad Liebenstein am s. Abhang des Thüringer Waldes stellt sie, zum Theil unmittelbar auf Granit aufruhend, das unterste Glied des Buntsandsteins dar. Als Basis der Trias erscheint die auf Granit und Gneiss lagernde, bald lose bald kieseliges Cäment besitzende A. von Antully, Auxy, Drevin, Rome-Château u. a. O. in Burgund, sowie diejenige des Forêt de la Serre im Dép. Jura (Pellat, Bull. soc. géol.) (3) IV. 1876. 741); nach de Lapparent bildet A. bei Mâcon die Basis des Keupers. In der Auvergne hat sich zur Tertiärzeit A. abgelagert (Rozet, Mém. soc. géol. (2) I. 57); die A. im Dép. der Haute Loire mit scharfeckigen, Spaltungsflächen aufweisenden Orthoklasbruchstückchen gehört nach Saporta dem unteren Eocän an (Bull. soc. géol. (2) XXVI. 1869. 1124). Granitische Sande, welche in der »Causses« genannten Gegend der Lozère Spalten im Jurakalk ausfüllen, hält G. Fabre für Ablagerungen, welche durch »eruptive Geyserthätigkeit« an die Oberfläche gelangt sind. Die Wände der Spalten seien corrodirt, die granitischen Sande, welche sehr eckige Quarzkörner enthalten, mit Thon vermengt, welcher silberweisse Glimmerblättchen, schwarze Turmaline und Orthoklasbruchstückchen führt (Bull. soc. géol. (3) III. 1875. 583). Auch in der südl. Umgegend von Paris, am Rande des Plateaus von Plessis-Picquet gebe es im Thon ein »gisement de sable granitique éruptif, un type de roche éruptive, jusqu'ici peu connu« (ebendas. (3) I. 1873. 389).

Quarzporphyrbreccie, Felsitporphyrbreccie.

Scharfkantige Bruchstücke von Quarzporphyr liegen in einem Bindemittel, welches bald aus normaler krystallinischer Porphyrmasse, bald aus feinerem porphyrischem Schuttmaterial besteht. Es ist nothwendig, diese beiden, nach Aussehen und Bildungsweise verschiedenen Abarten von Porphyrbreccie auseinanderzuhalten.

Die erstere ist eine eruptive Reibungsbreccie (3 I. auf S. 648), bei welcher die scharfeckigen Porphyrtrümmer sehr fest durch einen harten Porphyrteig verkittet werden. Ist der letztere, was nicht selten der Fall, von ähnlicher petrographischer Beschaffenheit, wie die eingeschlossenen Fragmente, so hält es bei der innigen Verschmelzung meistens sehr schwer, beide von einander zu unterscheiden und den Brecciencharakter des Gesteins überhaupt zu erkennen; bisweilen grenzen sich durch Zersetzungsvorgänge Bindemittel und Bruchstücke schärfer gegeneinander ab, da beide selten gleichmässig verwittern. Stellt dagegen der krystallinische Teig eine andere Porphyrvarietät dar, als die umhüllten Trümmer, so ist die Unterscheidung beider leicht. Manchmal gehören die eingekitteten Porphyrfragmente mehreren Varietäten an und dann gewinnt die Porphyrbreccie auf der Bruchfläche, zumal im geschliffenen Zustande oft ein sehr schönes, buntscheckig geflecktes Ansehen. So kommt nach Senft auf der Ehernen Kammer am Thüringer Wald (drei Stunden s.ö. von Eisenach) eine an lichtbräunlichgrauem oder grünlichem krystallinischem Teig arme Porphyrbreccie vor, in welcher rhombische, rechteckige und rundliche Trümmer von graubraunem, braunrothem und grünlichem Porphyr bunt durcheinander liegen (Class. d. Felsart. 292). Die Dimensionen der eingekitteten Trümmer sind natürlicherweise sehr wechselnd, meistens besitzen sie die Grösse einer Wallnuss oder Faust, bisweilen sind es fuss- und überfussgrosse Blöcke. Zahlreiche Fragmente liegen mitunter so dicht gedrängt, dass das Cäment zwischen ihnen nahezu verschwindet.

Die so beschaffenen Porphyrbreccien (Trümmerfelsitporphyre) zeigen natürlich keine Schichtung, dagegen mitunter eine säulenförmige Absonderung, wie z. B. nach Élie de Beaumont im Thal von Niedeck in den Vogesen eine über 20 m hohe Felswand in ausgezeichnete, oft nur 6 cm dicke Säulen abgesondert ist. Der Felsen, auf dem die das weite Etschland beherrschende Burg Sigmundskron in Südtirol liegt, besteht, wie v. Richthofen aufführt, aus höchst vollkommen ausgebildeten Säulen einer charakteristischen Porphyrbreccie (Geogn. Beschr. v. Südtirol 126); dieselbe säulenförmige Absonderung der Porphyrbreccie erwähnt Hausmann vom Badener Berge bei Baden am Schwarzwald (Geogn. Bemerk. üb. d. Geg. v. Baden bei Rastatt 24). Diese Breccie steht immer in Verbindung mit Quarzporphyren, bald deren Unterlage, bald deren Bedeckung und Umhüllung bildend; so in den Vogesen (am Schlossberg von Thann, in den Thälern von Niedeck und Hérival), am Thüringer Wald (an der Ehernen Kammer, in der Umgegend von Friedrichroda am Wege nach Kleinschmalkalden, am Rennsteig zwischen Friedrichroda und Tambach, in der Umgebung von Oberhof nach Senft). Einerseits geht diese Breccie in massigen Porphyr, andererseits in geschichtete Porphyrconglomerate und Porphyrtuffe über. Fleckige Quarzporphyrbreccien vom Mühlenberg bei Flechtingen (n.w. Magdeburg) bestehen aus einer Matrix, welche den dort anstehenden Porphyren entspricht und aus bis centimetergrossen Bruchstücken fremder Porphyrvarietäten (Klockmann). Oberhalb der Häuser von Schönau bei Teplitz sind es keine eckigen Trümmer, sondern rundliche Geschiebe, welche in der Porphyrbreccie liegen: auf dem frischen Bruch zeigt sich

keine Abgrenzung der ersteren, nur in Folge der Zersetzung werden ihre charakteristischen Formen blosgelegt (H. Wolf, Verh. geol. R.-Anst. 1868. 350).

Eigenthümliche »primäre Eruptivbreccien« beschreiben Chelius und Vogel von der Höhe des Ziegelwaldes (Blatt Gross-Umstadt 1894, Grh. Hessen), wo »die scharfkantigen Trümmer des fluidalen Porphyrs mit den sie bedeckenden turmalinreichen aschenähnlichen lockeren Producten zusammengeballt und durch Quarz und Chalcedon später verkittet wurden«.

An diese eruptiven Reibungs-Porphyrbreccien schliessen sich diejenigen an, bei welchen das Porphyrmaterial ganz andere Gesteinsarten bruchstücksweise reichlich in sich eingeschlossen enthält, z. B. von Thonschiefer; auf der Ålandsinsel Eckerö hat nach Sederholm der Quarzporphyr bei der Eruption den Gneissgranit und Diabasporphyr zerquetscht und die Bruchstücke verbunden (Stockh. geol. För. Förh. XII. 1890. 460).

Andere Porphyrbreccien, wesentlich von den bis jetzt betrachteten verschieden und den Charakter sedimentärer Bildungen an sich tragend, sind diejenigen, welche aus scharfkantigen und eckigen Porphyrfragmenten bestehen, die durch ein aus feinerem klastischem Porphyrschutt gebildetes Bindemittel verkittet werden. Auch bei ihnen sind die cämentirten Bruchstücke bald von übereinstimmender Beschaffenheit, bald gehören sie abweichenden Porphyrvarietäten an. Bei der merkwürdigen, gediegen Kupfer führenden Porphyrbreccie der Calumet-Hecla-Lagerstätte auf Keweenaw-Point am Lake Superior werden scharfkantige, bis fingergliedgrosse Bruchstücke eines rothbraunen Felsitporphyrs mit reichlichen Ausscheidungen von Quarz und ziegelrothem Orthoklas zusammengekittet durch klein- bis feinkörnige Stückchen dieses Gesteins. In dem Cäment, nie in den quarzreichen Porphyrfragmenten selbst, tritt gediegenes Kupfer auf, welches in dem Bindemittel selbst kleine zackige Drähtchen und moosförmig verzweigte Dendriten bildet, wo aber die einzelnen Bruchstücke nahe bei einander liegen, auch in der Form von dünnen Umhüllungshäuten und sich anschmiegenden Blechen den alleinigen Kitt abgibt (Herm. Credner, N. Jahrb. f. Min. 1869. 4).

Quarzporphyrconglomerat.

Abgerundete Bruchstücke und abgeschliffene Gerölle von Quarzporphyr oder Felsitporphyr sind in der Regel durch ein klastisches Cäment zu einem Gestein verbunden. Das Bindemittel bei den Conglomeraten erscheint meistens als ein feingeriebener Porphyrschutt, bisweilen auch als ein eisenschüssiger oder etwas sandiger Thon oder sandiger Schieferletten von vorwiegend röthlichgrauer oder röthlichbrauner Farbe. Der feine Porphyrschutt ist bisweilen in sich selbst so innig cämentirt, dass er einem festen, feinkörnig krystallinischen Gestein gleicht. Ausser den abgerundeten Trümmern von Porphyr finden sich in diesen Conglomeraten auch noch manchmal solche von anderen Gesteinen beigesellt; so erwähnt Senft, dass das Conglomerat von Gehlberg zwischen Zella und Oberhof im Thüringer Walde Thonschieferbruchstücke enthält, und dass in den Conglo-

meraten bei Friedrichroda neben den Porphyrtrümmern auch viele Melaphyrtrümmer liegen. Die Porphyrconglomerate, welche in der Regel eine deutliche Schichtung erkennen lassen, sind vielfach mit sedimentären Porphyrbreccien verknüpft, indem deren Trümmer nach und nach an den Kanten und Ecken Abrundung zeigen; damit hängt auch die Erscheinung zusammen, dass durchschnittlich die Dimensionen der Geschiebe in den Conglomeraten etwas geringer sind, als die der Fragmente in den Breccien. Mitunter sind wohl die rundlichen Porphyrpartieen im Conglomerat keine abgerollten Geschiebe sondern vulkanische Auswürflinge, wie denn Herm. Credner verkittete Haufwerke von echten schlackigblasigen Bomben erwähnt, welche sich in dem zum Rothliegenden gehörenden Porphyrconglomerat der Gegend von Wittekind bei Halle finden (Elem. d. Geol. 1878. 286).

Wie die Porphyreruptionen vorwiegend in die Bildungszeit des Rothliegenden hineinfallen, so stehen auch meist die klastischen Gesteine der Porphyre in sehr naher Beziehung zu der Ablagerung dieser Schichten, zu welchen sie ein beträchtliches Material geliefert haben. So bilden z. B. grobe Porphyrconglomerate Glieder des oberen Rothliegenden im Oschatz-Frohburger Becken, ebenfalls im Döhlener Bassin in Sachsen, bei Wiederstädt am Harz, im n.w. Theile des Thüringer Waldes, zwischen Georgenthal, Tambach und Asbach; bei Baden im Schwarzwald bestehen die tiefsten Bänke des Rothliegenden aus Porphyrbreccien, die mittleren aus harten und losen Conglomeraten.

Porphyrpsammit nennt Naumann (Geogn. I. 671) die sandsteinähnlichen feineren Abstufungen der Porphyrbreccien und Porphyrconglomerate, in welchen die einzelnen Bruchstücke etwa nur die Grösse einer Erbse oder eines Hirsekorns besitzen; sie entwickeln sich nach und nach aus den gröberen klastischen Gesteinen, und verfeinert sich ihr Korn allmählich noch mehr, so gehen sie in Porphyrtuffe oder sog. Thonsteine über, während aus ihnen durch Aufnahme von klastischen Quarzkörnern grobkörnige Sandsteine entstehen. Am Berge von Roquebrune in der Esterel-Kette der Provence ist z. B. der ganz allmähliche Übergang aus dem Porphyrconglomerat durch den Porphyrpsammit in den bunten Sandstein ersichtlich, der Felsitporphyr Südtirols verläuft nach und nach in den zur unteren Trias gehörenden Grödener Sandstein. Die Porphyrpsammite weisen mehr verschiedene, oft bunte Farben auf, zeigen gewöhnlich eine sehr deutliche Schichtung und eine in der Abwechselung der Farbe oder der Korngrösse sich offenbarende Parallelstructur. In diesen feinerklastischen Gebilden kommen auch schon organische Überreste, namentlich Pflanzenabdrücke vor.

Porphyrtuff oder Felsittuff.

(Thonstein.)

Im Bruch meist erdiges Gestein, aus dem feinsten klastischen Quarzporphyrmaterial bestehend. Die meisten Porphyrtuffe sind wahrscheinlich aus der Anhäufung, Zusammenschwemmung und Schlämmung sowie theilweisen Zersetzung

von porphyrischen Auswurfsproducten hervorgegangen, deren Ejection die Eruption der massigen Quarzporphyre begleitete. Neben diesen einst aschen- und lapilliähnlichen Tuffen gibt es aber wohl andere, welche aus dem feinzerriebenen Detritus von anstehend gewesenen und einer Zertrümmerung anheimgefallenen Quarzporphyrmassen gebildet wurden. Naumann hält dafür, dass auch solche vorkommen, welche, ähnlich der Moja der heutigen Vulkane, als schlammartige Massen aus dem Inneren der Erde ausgestossen und dann vom Wasser bearbeitet und in Schichten ausgebreitet worden sind (Geogn. II. 600).

Die Färbung der Felsittuffe ist ungemein wechselnd, gelblichweiss, graulich, röthlichgrau, bläulichweiss und grünlichweiss, alle diese Farben in dunklere übergehend, bis ins isabellgelbe, bräunlichrothe, lavendel- und violblaue, berggrüne, auch schneeweiss; dabei sind sie oft buntfarbig, verschiedenfarbig geadert und gestreift, mit bald verwaschenen Übergängen, bald scharfen Grenzen zwischen den einzelnen Farben. Bisweilen enthalten diese Tuffe makroskopische krystallinische Quarzkörner, Feldspathkrystalle und Glimmerblättchen, denen regelmässige Umgrenzung nicht zu fehlen braucht; ja stellenweise besitzen sie anscheinend ein vollständig krystallinisches Aussehen.

A. Knop hat unter dem Namen Pinitoid ein meist in lenticularen Massen oder sog. Flatschen in den Tuffen der Gegend von Chemnitz vorkommendes Mineral hervorgehoben, welches als secundäres Umwandlungsproduct von Feldspath erscheint; es ist lauchgrün, ölgrün, graulichgrün bis weisslich, mit glimmerähnlicher Zusammensetzung, von pelitischem bis dichtem Habitus und durch heisse Schwefelsäure aufschliessbar; ein wesentlicher Grundbestandtheil des Felsittuffs kann es von dessen übrigem Material durch heisse Schwefelsäure getrennt werden. Pinitoid ist nach Knop aus Orthoklas durch Aufnahme von H_2O, Ausscheidung von SiO_2 und K_2O, sowie theilweisen Austausch von FeO gegen K_2O entstanden; es bildet auch ausgezeichnete Pseudomorphosen nach Orthoklas und scheint ein Stadium der Umwandlung in Glimmer zu sein.

Grössere Bruchstücke von Porphyr, Felsitmasse und anderen Gesteinen, welche nicht selten in den gröberen Felsittuffen liegen, verleihen denselben einen breccienartigen Habitus. Durch allmähliche Aufnahme von Thon und feinem Quarzsand wird ein Übergang in Schieferletten und Sandsteine hervorgebracht. Übrigens gewinnen manche massige Quarzporphyre durch vorgeschrittene Verwitterung ein Ansehen, welches dem der sog. Thonsteine überaus ähnlich ist, so dass es bisweilen schwer fällt, beide gehörig auseinanderzuhalten, während andererseits gewisse Tuffabänderungen (sog. Krystalltuffe) bei scheinbar homogener Hauptmasse und der reichlichen Gegenwart von Quarz, Glimmer, Orthoklas, auch Hornblende in Krystallen oder Fragmenten das Ansehen von Quarzporphyren gewinnen können.

Als accessorische Bestandmassen sind vielverbreitet Nester und Adern von Hornstein, Jaspis, Chalcedon, Achat, Quarz, Jaspopal, Steinmark (oft durch Eisenoxyd röthlich und dann Carnat geheissen); auf Hohlräumen und Klüften sitzen Quarze, Rotheisen, Brauneisen, Psilomelan und andere Manganverbindungen, Flussspath, Schwerspath. — Bald sind die Felsittuffe nur unvollkommen, bald

sehr deutlich und dünn geschichtet. Nicht selten sind organische Reste, namentlich vegetabilischer Art: Pflanzenstämme in grauen und braunen Hornstein verkieselt, oder als Steinkerne von Thonstein erscheinend, fusslange Asttheile nach Eras durch blauen Flussspath petrificirt, Abdrücke von Blättern und Stengeln, vielfach mit einem grünen steinmarkähnlichen Überzug.

Nach dem Vorstehenden betheiligen sich an den Porphyrtuffen im Allgemeinen:

1) Krystalle und Krystallbruchstücke der für den Porphyr charakteristischen Mineralien, namentlich Quarz, Feldspath, Biotit, auch deren Umwandlungsproducte, insbesondere Kaliglimmer, Sericit, Pinitoid, Steinmark, Chlorit. Krystalltuffe auf Sect. Chemnitz zeigen z. B. zahlreiche, bis 5 mm grosse Quarzdihexaëder, bis 2 mm breite Biotittäfelchen, frische oder kaolinisirte Orthoklase. Das Cäment dieser Krystalltuffe pflegt von dichter Beschaffenheit zu sein.

2) gröbere lapilliähnliche Brocken, bei deren Vorwalten man wohl von agglomeratischen Tuffen redet, obschon die Krystalltuffe und die dichten Tuffe nicht minder agglomerirt sind. In den Tuffen auf Sect. Colditz liegen bis über kindskopfgrosse Kugeln von Porphyr von gedrehter, gewundener oft zapfenähnlicher Form; dass es echte vulkanische Bombenauswürflinge sind, zeigt sich auch daran, dass oft in ihnen die Krystallausscheidungen gegen die Oberfläche hin an Grösse und Zahl abnehmen.

3) feinstzertheilte aschenähnliche Partikelchen, die sog. dichten Tuffe zusammensetzend.

4) möglicherweise noch gewöhnliches sedimentäres Schiefer-Detritusmaterial, in welchem Falle Mügge's Tuffite (vgl. S. 649) vorliegen würden.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Lapilli-Tuffe kann man eine Zusammensetzung aus einzelnen Bröckchen auf Grund von deren abweichender Structur oder einer Abgrenzung der Contouren durch einen Rand von braunen Eisenoxydkörnchen oft deutlich nachweisen; sie zeigen allerlei Gestalten, rundlich, eckig, mit geraden, aus- oder eingebogenen Rändern, länglich, keulenförmig, sichelähnlich. Bisweilen setzen solche Partikel, vielfach in einander verschränkt, allein das Gestein zusammen, oder es mengen sich grössere Krystalle von Quarz, Orthoklas, Biotit ein, oder ein Material, ähnlich der Hauptmasse der dichten Tuffe. Echte Glaspartikel werden unter den Lapilli recht selten wahrgenommen, meistens ist die Substanz der letzteren adiagnostisch-phanerokrystallinisch bis kryptokrystallinisch. Poröse Glaspartikel nebst Schieferbruchstückchen beobachteten Cole und Jennings in Felsittuffen vom Nordabhang des Cader Idris in Wales (Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 428).

Die mehr oder weniger dichten Porphyrtuffe verhalten sich u. d. M. etwas abweichend; sie zeigen oft ein vollkommen krystallines, selbst mikroskopisch grobkrystallines Aggregat, in welchem dann grössere Fragmentchen von Quarz und Feldspath (begleitet vielleicht von Muscovit) eingebettet sind, so dass der mikroskopische Befund des Präparats allein dasselbe schwerlich einem Tuff zuweisen würde. Diese trügerische Ähnlichkeit mit Quarzporphyr selbst ist schon

den ersten Beobachtern wie Anger und Ward aufgefallen. Die Quarze enthalten wohl grosse Glaseinschlüsse, auch tritt hin und wieder einmal ein Turmalinsäulchen hervor. Dieser Zustand geht über in jenes, auch bei Quarzporphyr vorkommende unregelmässig-fleckige oder marmorirte Polarisiren zwischen gekreuzten Nicols und man hat auch auf diesem Gebiet die Frage aufgeworfen, ob es sich bei solchen Tuffen nicht um die durchgreifende Umkrystallisation eines ursprünglich vorwiegend glasigen Trümmermaterials handelt. Daneben ist das mikroskopische Bild vertreten, dass zwischen gekreuzten Nicols ein Theil der lichten Hauptmasse isotrop bleibt und aus ihm doppeltbrechende Partikelchen hervorleuchten; letztere sind zum Theil undefinirbare Körnchen und gehören vielleicht dem Quarz und Feldspath an; faserige und schuppige Gebilde, die sich bisweilen zu Rosetten oder sphaerolithähnlichen Kügelchen zusammensetzen, sind vermuthlich Muscovit nebst Sericit oder Kaolin, indem solche Aggregate sich auch an den Umwandlungsproducten des (vielfach anscheinend ganz verschwundenen) Feldspaths betheiligen; grünliche Schüppchen dieser Art können als chloritische Substanz gedeutet werden. Möglicherweise ist die isotrope Substanz hin und wieder von opalähnlicher Beschaffenheit, wie denn Cohen aus odenwälder Tuffen 11% eines Kieselsäurehydrats mit Kalilauge extrahiren konnte.

In dem Porphyrtuff von Wachtnitz beobachtete Sauer zahlreiche, durchaus gleichmässig vertheilte schwarzglänzende Biotitschüppchen von 1—2 mm Durchmesser und relativer Dicke; diese ganz frischen Biotite enthalten in ihrem Inneren und an ihrem Rande Apatitnädelchen, welche im letzteren Falle sehr deutlich pyramidal abgestumpft, also ganz intact, aus dem Biotit in die umgebende Tuffmasse hineinragen. Die Biotite können daher keine mechanische Aufbereitung erfahren haben und nicht etwa aus dem Granit stammen; Sauer hält sie daher für krystalline Bestandtheile einer vulkanischen Asche und glaubt auch die hier wieder vorkommende ganz »krystallinische« Beschaffenheit des eigentlichen Tuffmaterials als das Umwandlungsproduct einer glasfragmentaren Asche auffassen zu sollen (Sect. Meissen 1889. 73), wobei allerdings das völlige Frischgebliebensein des Biotits recht auffallend wäre.

Chemische Zusammensetzung von Porphyrtuffen: I. Grünlicher typischer Felsittuff (Thonstein) vom Zeisigwald bei Chemnitz (Knop); sp. Gew. 2,625 (98,43). — II. Bläulichrothweisser Tuff ebendaher (Eras); sp. Gew. 2,812 (100,45). — III. Grünlichweisser Tuff ebendaher (Eras); sp. Gew. 3,025 (100,63).

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O
I.	79,73	11,34	—	0,99	—	0,27	3,81	0,17	2,12
II.	75,16	12,43	3,63	—	Spur	—	6,24	1,62	1,37
III.	76,37	13,94	3,18	—	Spur	—	4,59	1,07	1,58

Diese Analysen sind in ihrem hohem Kieselsäuregehalt und der Thonerdemenge, dem nur spurenhaften Kalk- und Magnesiagehalt, sowie dem Überwiegen von K_2O über Na_2O denen der Quarzporphyre ganz überaus ähnlich; auch ist

auffallender Weise der Wassergehalt kaum beträchtlich höher als bei diesen, Verhältnisse, aus denen man schliessen möchte, dass das Tuffmaterial hier keinen erheblichen Zersetzungsvorgängen unterlegen ist.

Beachtenswerth sind noch die silicificirten Porphyrtuffe. E. Cohen beschrieb solche von dem Ölberg, der Strahlenburg und dem Wendenkopf im Odenwald; das erstere Vorkommen ist in verschiedenen Nuancen lauchgrün, parallel der Schichtung gebändert, dabei so dicht und hart, homogen und kantendurchscheinend, dass man es als hornsteinartigen Porphyr oder als Plasma bezeichnet hat; nur u. d. M. lassen sich Quarz und Feldspath erkennen, welche aus dem zwischen gekreuzten Nicols ganz dunkel werdenden Gesichtsfeld hervortreten; der Gehalt an SiO_2 beträgt 82,47 % (z. Th. Opal, s. S. 658).

In Sachsen gehören hierher die dem oberen Rothliegenden entsprechenden buntgestreiften verkieselten Tuffe von Wolftitz, Kohren und Gnandstein (z. Th. früher sog. Bandjaspis); Rothpletz fand darin 87,7 SiO_2, 6,0 Al_2O_3, 1,03 K_2O, 4,1 Na_2O, 1,3 H_2O, Spur von Fe_2O_3 (Sect. Frohburg 1878. 28). Die durch Kaolinisirung der Feldspathsubstanz freigewordene SiO_2 hat sich theils als Quarz, Chalcedon oder Opal auf grösseren Gangspalten und Drusenräumen wieder angesiedelt, theils die in den Tuffen eingeschlossenen Hölzer verkieselt, theils die ganze Tuffmasse in Form mikroskopisch kleinster Nester, Trümer und Gänge durchdrungen, auch als Jaspis statt des Kaolins die Räume der Feldspathmasse pseudomorphosirt; als weiteres Zersetzungsproduct stellt sich in den stark kaolinisirten Tuffen silberglänzender Kaliglimmer ein. — Silicificirt ist auch der Tuff von Wachtnitz auf Sect. Meissen, dessen Härte die des Stahls übertrifft. — Andere solche Tuffe sind der vom Luspelkopf in den Vogesen (nach D. Gerhard), der vom Kesselberg im Schwarzwald in der Gegend von Tryberg (nach G. H. Williams); der letztere besteht aus kleineren und grösseren Fragmenten von Quarz und einem glimmerartigen farblosen Mineral mit bisweiligem, sehr raschem Wechsel des Korns; Feldspath ist auch hier selten so gut erhalten, dass man ihn noch mit Sicherheit erkennen kann. Immer aber gesellt sich zu diesen Gemengtheilen noch eine isotrope Substanz von sehr schwankender Menge; kleine Biotitblättchen sind sehr spärlich; ausserdem noch kleine herzförmige Rutilzwillinge, sehr wahrscheinlich auch Zirkon und bisweilen Epidot.

Wenn nach dem Vorhergehenden in Porphyrtuffen eine Reihe von Umwandlungsprocessen, verknüpft mit einer Neubildung von Quarz, Sericit, Feldspath, Chlorit erfolgt sein kann, so sind auch die S. 564 genannten Porphyroide vielfach als Veränderungsproducte von Porphyrtuffen aufgefasst worden, und namentlich wo in den ersteren u. d. M. die charakteristischen knochen-, sichel- und hammerförmigen Gebilde erblickt werden, gewinnt diese Ableitung an Wahrscheinlichkeit.

Für die Umwandlung eines Porphyrtuffs in ein porphyroidähnliches Gestein bietet Rosenbusch (Mass. Gest. 1887. 423) ein schönes Beispiel in einem Vorkommen unterhalb Jagdschloss Röspe bei Berleburg, Westphalen. Es ist ein ehemals agglomeratischer Tuff, bestehend aus selbständigen Fragmenten von Quarz und Feldspathkrystallen und rundlichen trüben z. Th. isotropen Gesteinspartikeln, welche auch jene Krystalle enthalten und die ehemaligen Aschentheilchen darstellen. Jedes der letzteren ist von einer wasserhellen Hülle umgeben, die aus Quarz, oder aus Quarz und Feldspath (Albit?) besteht, deren Individuen senkrecht auf der Oberfläche der kleinen Lapilli stehen. Diese Neubildungen dringen von der Peripherie

einwärts vor und ersetzen die Aschentheilchen allmählich, gleichzeitig entwickeln sich auch breitere Trümer aus demselben Material; hier ist die Umwandlung offenbar von den Interstitien der ehemaligen Aschentheilchen ausgegangen.

Nach J. S. Diller ist das felsitähnliche Gestein von Breakheart Hill bei Saugns, Massachusetts, ein silicificirter Quarzporphyrtuff und nur wegen der scharfkantigen Gestalt der Quarzfragmente darin hält er sonderbarer Weise diese letzteren für Umwandlungsproducte von aciden Glasfragmenten, die als vulkanische Asche abgesetzt seien (Proc. Boston soc. nat. hist. XX. 355).

In Wales lagern weitverbreitete Porphyrtuffe schon in den untersilurischen Schichtgliedern. Die Hauptablagerung der Porphyrtuffmassen gehört in Deutschland dem Rothliegenden an. Im erzgebirgischen Bassin, ferner am Nordwestrande des sächsischen Granulitgebirges, in der Gegend von Chemnitz, Wechselburg und Rochlitz treten sie als Glieder des mittleren Rothliegenden in Verbindung mit Porphyren auf, bisweilen in der Mächtigkeit von 100 und mehr Fuss bergähnliche Anhäufungen bildend, wie den Zeisigwald bei Chemnitz, den Rochlitzer Berg. Ferner im mittleren und jüngeren Rothliegenden des s. Odenwaldes nach Cohen, im Rothliegenden des Unter-Elsass (Benecke, Abriss d. Geol. v. Elsass-Lothringen, 1878. 36); letztere Porphyrtuffe bilden einen Theil dessen was É. de Beaumont 1841 Mimophyr genannt hatte, worunter aber auch feldspathführende Grauwacken, Arkosen und Porphyroide zu verstehen sind; einen permischen »Mimophyr« (Porphyrtuff) erwähnt Barrois von Gargantada in Asturien, lagernd zwischen Kohlengebirge und Trias (Recherches s. les terr. anc. des Asturies etc. 1882. 55).

A. Knop, Beiträge z. Kenntn. d. Steinkohlenformation u. d. Rothlieg. im erzgeb. Bassin, N. Jahrb. f. Min. 1859. 532.
Eras, Die Felsittuffe von Chemnitz, N. Jahrb. f. Min. 1864. 673.
Anger, Min. Mitth. 1875. 176.
Cohen, Die zur Dyas geh. Gest. d. südl. Odenwaldes. Heidelberg 1871. 53.
G. H. Williams, Silicificirter Tuff vom Kesselberg, Schwarzwald, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1883. 626.
Klockmann, P.tuff im Höhenzug Flechtingen-Alvensleben, n.w. von Magdeburg, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1890. 167.
Mehner, P.tuffe d. Lennegebietes, Min. Mitth. 1877. 176.
Mügge, ebendar., N. Jahrb. f. Min., Beilageb. VIII. 1893. 708.
Terglav, P.tuffe aus dem Devon von Graz, Min. Mitth. 1876. 207; vgl. dazu die Kritik von R. Hoernes in Verh. geol. R.-Anst. 1877. 199.
Harada, P.tuff von Lugano, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. II. 1882. 40.
Kollbeck, P.tuffe u. Breccien des s.ö. China, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 486.
Cole und Jennings, T.e vom Nordabhang des Cader Idris, Wales, Quart. journ. geol. soc. XLV. 1889. 423.
A. Geikie, T.e in England, Praesidentenadresse, Quart. journ. geol. soc. XLVII. 1891.

Porphyrittuff.

Hierzu gehören wohl die mächtigen Tuffbildungen, welche mit dem Glimmerporphyrit von Presiglie im Val Sabbia in Verbindung stehen, auch diejenigen von S. Ulderico im Tretto; ferner der Tuff des Val di Scalve, welcher in einem thon- oder talkartigen Bindemittel Quarz und Feldspath, ausserdem so viel Flasern von Glimmer und Talk enthält, dass er bei seiner Schichtung oft wie

Glimmerschiefer aussieht (Lepsius, Das westl. Südtirol 184. 188). — Auch vielleicht die Tuffe südl. von Wendishain auf Sect. Leisnig.

Melaphyrtuff, Melaphyrconglomerat.

Ein klastisches Gestein des Melaphyrs beschreibt Herm. Credner aus den Sandsteinen des oberen Rothliegenden von Mansfeld in der Nähe des Ritterguts Rödchen; darin liegen, bald isolirter, bald aber auch ganz eng an einander gedrängt, so dass nur wenig rothbrauner Sandstein die Zwischenräume ausfüllt, Melaphyrfragmente von bombenähnlicher Gestalt mit löcherig-narbiger Oberfläche und blasig-schlackiger Structur, welche keine eigentlichen Geschiebe, sondern vulkanische Auswürflinge darstellen, die einst in jene seichte Meeresbucht fielen, auf deren Grunde sich der Sandstein des Rothliegenden ablagerte (Elem. d. Geologie 1878. 486). — Über Melaphyrtuffe vom Südrand des Riesengebirges vgl. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs 1869. 66. — Melaphyrtuffe, der Zerreibung melaphyrartiger Gesteine ihre Entstehung verdankend, erwähnt Becke von Karadjol, s.w. von Larissa in Thessalien und von einigen Punkten auf Euboea, in Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 490.

Diorittuff.

Hierher rechnet Ernst Kramer bläulichgrüne gefleckte Gesteine mit erdigem Bruch und deutlicher Schichtung, welche in Oberkrain, in der Gegend von Radmannsdorf, Vigaun, Laufen, Neumarkt, Höflein, Dupach u. s. w. eine weite Verbreitung haben; sie enthalten nach ihm Quarzkörner, Theilchen von grünem Thonschiefer, nicht selten auch Splitter von Feldspath und Hornblende, und seien aus dem feinst schlammartig zerriebenen und mit Thonschiefertheilchen vermengten Dioritschutt hervorgegangen; in der Nähe stehen bisweilen quarzhaltige Diorite und Thonschiefer an; sie enthalten 29,5% in HCl lösliche Theile und werden nach oben sandsteinartig (Verh. geol. R.-Anst. 1880. 215).

Diabasconglomerat und Diabasbreccie.

(Grünsteinconglomerat und -breccie z. Th.)

Grössere und kleinere theils scharfkantige Bruchstücke, theils abgerundete Gerölle von diabasischen Felsarten sind durch ein Cäment zu einem schmutzig graugrünen meistens dunkelgrünen Gestein verbunden. Auch hier handelt es sich wieder bald um eruptive Reibungsbreccien mit einer Bindemasse von irgend einer normalen Diabasvarietät und fest eingekitteten polyëdrischen Fragmenten oft von höchst ähnlicher Beschaffenheit, bald um echt sedimentäre Zusammenschwemmungsgebilde mit einem Cäment von feinzerriebenem und geschlämmtem Diabasmaterial und mehr abgerundeten Bruchstücken von Diabas, denen sich

auch solche von fremden Gesteinen, von krystallinischen Schiefern, von Grauwacke oder Thonschiefer beimengen können. Die letzteren Conglomerate sind oft deutlich geschichtet. In Folge von Zersetzungsprocessen braust das beiderseitige Bindemittel sehr häufig mit Säuren, und fällt es manchmal schwer, den ursprünglich krystallinischen oder den klastischen Charakter desselben sicher zu erkennen.

Im sächsischen Vogtland, in den reussischen Fürstenthümern und den benachbarten Theilen von Oberfranken, zumal in der Gegend von Elsterberg über Plauen nach Hof finden sich in grosser Verbreitung und mächtiger Entwickelung oft ziemlich deutlich geschichtete, dickschieferige Diabasconglomerate und -breccien, welche einerseits mit massigen Diabasen zusammenhängen, andererseits in feinere klastische Diabastuffe übergehen. In den vogtländischen Diabasconglomeraten scheinen manche rundliche Diabasfragmente von theilweise amygdaloidischer Structur echte Diabasbomben, directe vulkanische Auswürflinge zu sein, womit auch übereinstimmen würde, dass Gerölle anderer Gesteine fehlen. In manche dieser Breccien sind nach Naumann Kalksteinlager z. Th. fossilführend und Kalksteinstücke eingelagert, so dicht bei Plauen in Sachsen, zwischen Pöhl und Helmsgrün, bei Hartmannsreuth und Haidt unfern Hof im Fichtelgebirge, zwischen Löhma und Stelzendorf nördlich von Schleiz. Im Fichtelgebirge, im Harz und in Devonshire kennt man ebenfalls Diabasbreccien.

Es sei hier für alle klastischen Diabasgebilde die innige Beziehung hervorgehoben, in welcher sie zu den silurisch-devonischen Sedimenten stehen. Nicht nur dass sie Schichten bilden, welche in diejenigen dieser Formationen regelmässig eingeschaltet erscheinen und dieselben Petrefacten wie diese enthalten, sondern es finden auch die deutlichsten Übergänge ohne jede bemerkbare Grenze in die Thonschiefer und Grauwackenschiefer des Silurs und Devons in vielen Gegenden statt.

Diabastuff.

Grünsteintuff, Grünsteinasche, Trappeau ash (De la Beche).

Dichte oder erdige, aus einem feinen sandartigen oder staubartigen Diabasmaterial bestehende Masse von meist schmutzig grüner oder grünlichgrauer, auch wohl lederbrauner Farbe, grösstentheils gebildet aus verfestigten aschenähnlichen Auswurfsproducten. Bei grosser Feinheit der Zusammensetzung und Gleichmässigkeit des Korns scheinbar homogen aussehend, können sie massigen Diabasaphaniten täuschend ähnlich werden. Grössere Diabasbröckchen oder von anderen Gesteinen herrührende Schuttpartikel stellen sich mitunter ein. Vielfach tiefeingreifenden Zersetzungsprocessen anheimgefallen sind diese Tuffe meist innig mit kohlensaurem Kalk imprägnirt, brausen daher gewöhnlich ziemlich lebhaft mit Säuren.

Die Diabastuffe, häufig schieferig ausgebildet und gewöhnlich deutliche Schichtung aufweisend, sind mitunter petrefactenführend, wie z. B. derjenige

von Planzschwitz in Sachsen, welcher zwischen Grauwackenschiefer liegt, eine unzählige Menge von devonischen Petrefacten enthält. Übergänge derselben in Grauwackenschiefer sind eine, fast bei allen Ablagerungen derselben vorkommende Erscheinung. Bei Kuchelbad s. von Prag ist ein Diabastuff sehr regelmässig in quergegliederte Säulchen von $\frac{3}{4}$—3 cm Stärke, 5—20 cm Länge durch das Schwinden der Masse abgesondert (Katzer, Verh. geol. R.-Anst. 1887. 280). — Ein Diabastuff von Rietsch bei Sternberg in Mähren, welchen R. Weinholdt untersuchte, ergab 12,92% mit verdünnter Essigsäure ausziehbare Theile (darin 10,72 Carbonate, namentlich von Kalk) und 88,38 darin unlöslichen Rest; letzterer enthielt 42,91 SiO_2, 15,73 Al_2O_3, 4,17 Fe_2O_3, 6,41 FeO, 5,37 MgO, 4,20 CaO, 0,81 K_2O, 3,15 Na_2O, 5,63 H_2O, eine Zusammensetzung, welche mit der des benachbarten massigen Diabases von Krockersdorf sehr nahe übereinstimmt (Miner. Mittheil. 1871. 108).

Aus Diabastufflagern, welche, den sedimentären Formationen eingelagert, in den Contactbereich von Eruptivgesteinen (Granit, Syenit) mit hineingezogen wurden, entstanden Strahlsteinschiefer, Hornblendeschiefer (II. 117). Auch können Diabastuffe, welche von der Gebirgsfaltung mit betroffen wurden, unter dem Einfluss der letzteren ähnliche Producte liefern, wie die dem Gebirgsdruck ausgesetzt gewesenen massigen Diabase, da sie ja aus denselben Substanzen bestehen.

Im sächsischen Vogtland und in Oberfranken, im Harz, in Cornwall und Devonshire finden sich, in Verbindung mit den anderen klastischen Diabasmaterialien und den silurisch-devonischen Schichten sowie mit massigen Diabasen, Ablagerungen von ausgezeichneten Tuffen dieser Art. Wenn auch das Material mancher derselben von zertrümmerten und zermalmten festen Diabasmassen herzurühren scheint, welche sich mit den zur Bildung der silurischen und devonischen Schiefer dienenden Sand- und Schlammmassen vermengten, wodurch die oben erwähnten Übergänge hervorgerufen wurden, so besitzt doch für die Abstammung vielleicht der meisten Tuffe die wohl zuerst von Macculloch, De la Beche, Hitchcock, Ramsay geäusserte Ansicht volle Berechtigung, nach der in dem Tuffmaterial ein dem heutigen vulkanischen Tuff vollständig analoges Product silurischer und devonischer Eruptionen zu erblicken ist, welches in Begleitung der lavastromartigen Diabasmassen in Form von Asche, Sand und Lapilli aus Spalten ausgeschleudert und auf dem Meeresgrunde mit Hülfe des Wassers schichtweise ausgebreitet wurde. Dass die sich so bildenden Schichten dann einen Übergang in die ebendaselbst zur Ablagerung kommenden Schlammmassen des Thonschiefers und Grauwackenschiefers zeigen, sowie dass organische Überreste in sie eingeschlossen werden müssen, ist einleuchtend. Die englischen Geologen gebrauchen für diese Gebilde geradezu die Ausdrücke volcanic ash, volcanic grit, cinders. (Vgl. De la Beche, Rep. on the geol. of Cornwall etc. 1837. 57 und 119; Murchison, The Silurian System 68; Hitchcock, Amer. journ. of sc. (2) IV. 1847. 199; Ramsay, Catalogue of rock-specimens of the mus. of pract. geol. 1860. 177. 179. 255). Über Diabastuffe aus dem Devon der Gegend von Graz in Steiermark vgl. V. Hansel, Min. u. petr. Mittheil. VI. 69. In der Umgegend des Menez-Hom (Finistère) sind diabasische subaërische Tuffe voll von eckigen Bruchstückchen porphyritischer, z. Th. blasiger und glas- wie krystallitenreicher Lapilli und Bomben von wenigen Millimeter bis mehrere Decimeter Durchmesser; auch erscheinen hier submarine Tuffe, bestehend aus concretionären Kügel-

chen, in welchen Magnetit, Goethit, zeolithische Zersetzungsproducte von Feldspathen, Quarz, Epidot u. s. w. verbnnden sind durch braune colloidale palagonitähnliche Substanz; der Eisengehalt ist mitunter gross (bis 64 %) (Barrois).

Schalstein (Blattersteinschiefer).

Das eigenthümliche und dennoch an Abänderungen so reiche Anssehen dieses Gesteins ist schwer zur Darstellung zu bringen. In einer grünen oder grauen, gelblichgrauen bis rothbraunen, meist bunt gefleckt erscheinenden und oft stark fettig glänzenden Masse, welche durch und durch mit kohlensaurem Kalk imprägnirt und von feinerdiger, schieferiger oder flaseriger Beschaffenheit ist, liegen platte Bruchstücke von schwarzem oder grünem Thonschiefer, spärliche Krystalle und Körner von Feldspath und zahlreiche rundliche Körner von weissem oder röthlichem Kalkspath, welcher auch Nester, Trümer und netzförmige Adern in dem Gestein bildet. Meist lassen sich mit Leichtigkeit grosse Platten durch Spalten gewinnen, welche von den Steinbrechern in Nassau Schalen genannt werden.

Carl Koch charakterisirte den nassauischen Schalstein folgendermassen: Er ist ein grob- bis feinkörniges, mehr oder weniger schieferiges Trümmergestein, dessen einzelne Trümmer sich bei näherer Untersuchnng als Schieferstückchen, Körner von kohlensaurem Kalk und Feldspath, theilweise in Krystallen, theilweise in gerundeten Körnern ergeben. Die Schieferstückchen erscheinen in einzelnen Lagen dünnschieferig und in einer Ebene gelagert; wenn diese Eigenschaft vollkommen ausgeprägt ist, so entsteht Schalsteinschiefer, der in Thonschiefer übergeht. Sind die Thonschieferstücke dicker, mehr mit Kalktrümmern gemengt, so entstehen sehr massige Bänke, die von ganz grobem Korn bis zu feinkörnigen, dichten und feinerdigen Abänderungen auftreten; bei den feinkörnigen und dichten Partieen kommen gewöhnlich Feldspathkörner von gleicher Grösse in dem Gemenge vor, seltener erscheinen einzelne Feldspathkrystalle von grösseren Dimensionen, an denen die Kanten stets abgerundet, in der Masse zerstreut, und wo diese vorkommen, trägt der Schalstein schon einen anderen Habitus. In einzelnen Lagen nehmen die abgerundeten, theilweise verwitterten Feldspathkörner an Menge zu, dann tritt aber das Gestein mehr kleinkörnig auf. Wenn nun das Bindemittel besonders fest wird, und färbende Substanzen, wie Chlorit, Aphrosiderit (welche auch Körnchen und Knöllchen bilden) hinzutreten, dann entsteht eine Abänderung dieses Schalsteins, welche den Diabasen so nahe kommt, dass sio nur schwierig von denselben unterschieden werden kann. Die Körner von kohlensaurem Kalk sind dicht und abgerundet von verschiedener Grösse, selten kleiner als eine Erbse. Daneben kommen aber auch Körner und Zwischenlager von späthigem, verschieden gefärbtem kohlensaurem Kalk in dem Gestein vor; diese gehören zu dem Bindemittel, welches von rein thonigen Sub-

stanzen durch alle Mischungsverhältnisse kalkig-thoniger Massen hindurch bis zum reinen weissen Kalkspath vorkommt. Wittern die Kalkspathkörner an der Oberfläche aus, so entstehen, wie bei den Diabasmandelsteinen, durchlöcherte und schwammige Gesteine.

Au unwesentlichen Gemengtheilen enthält der Sch. Eisenkies in Krystallgruppen, aussen meist in Brauneisen umgewandelt, Rotheisenerz; Anthracit. Auf Klüften und Spalten erscheinen Quarz, Asbest, Epidot, Carbonate (Calcit, Dolomit, Eisenspath), seltener Albit, Flussspath, Schwerspath, Eisenglanz, Stilpnomelan, Anatas (letzterer in der Gegend von Hof zufolge Diller aus dem Titaneisen des Sch. hervorgegangen). Manche nassauische Sch.e führen devonische Petrefacten, wie Spirigerina concentrica Gmel., Stringocephalus Burtini Defr., Calamopora polymorpha Goldf., Lithostrotion caespitosum Goldf., Alveolites suborbicularis Lam., Stromatopora concentrica Goldf.; in einem der westphälischen Sch.e von Brilon fand v. Dechen den Abdruck eines Cyathophyllum, wie derselbe auch im benachbarten Schiefer häufig ist.

Bei der Entstehung der Schalsteine scheinen namentlich Diabasschlamm, sei es als aschenartige Auswurfsmassen oder als zerriebener Schutt, ferner Thonschieferschlamm und Kalkschlamm gewirkt zu haben. Von diesen Materialien hat bald vorwiegend das eine zur Bildung beigetragen, bald haben mehrere miteinander gemengt die Schalsteine erzeugt. Bei den sehr bedeutenden Zersetzungsprocessen, welche innerhalb dieser Gesteine spielten, ist es oft schwer zu entscheiden, welchem Material die Hauptrolle bei der Schalsteinentstehung zu ertheilen sei. Während bei den hauptsächlich aus Diabastuffen entstandenen Sch.en (zu denen der von Sandberger aus der Gegend von Weilburg beschriebene gehören mag, welcher durch Diabasconglomerate in den massigen Diabas übergeht) der Gehalt an Kalkcarbonat wenigstens zum Theil aus der Zersetzung der in ihnen enthaltenen Kalksilicate hervorgegangen sein kann, bedurften diejenigen Sch.e, deren Hauptmaterial aus Thonschieferschlamm besteht, ihrerseits, da sie gar kein oder nur äusserst wenig Kalksilicat enthalten, der Zufuhr von Kalkcarbonat, sei es, dass sie dieses aus infiltrirenden Gewässern bezogen haben, oder dass der Schlamm der Stringocephalenkalke sich mit ihnen vermengte. Die Gegenwart von Petrefacten in solchen Gebilden kann natürlicherweise nicht befremden.

Die Erkennung der mikroskopischen Zusammensetzung der Schalsteine wird durch die Undeutlichkeit des in ihnen vielfach vorhandenen kryptomeren Materials sowie durch die eingreifenden Umwandlungsvorgänge manchmal recht erschwert. In denjenigen, deren Material hauptsächlich als ein mehr oder weniger veränderter Diabastuff anzuerkennen ist, gewahrt man wohl Fragmentchen von Diabas, veränderte Thonschieferbröckchen, Kalksteinstückchen, daneben aber vorwiegend die Gemengtheile diabasischer Gesteine, gewöhnlich im stark angegriffenen Zustand, wie Plagioklas, Augit, Hornblende, Magnetit, Titaneisen, frisch gebliebene Apatite; begleitet werden diese Mineralien aber von ihren reichlichen Umwandlungs-, Zersetzungs- und Neubildungsproducten, namentlich von

Calcit und anderen Carbonaten, Quarz, reichlichem überwucherndem Chlorit und Viridit, Epidot, Strahlstein und Uralit, Aggregaten von Titanitkörnchen, secundärem frischem Plagioklas, vorwiegend wohl von albitischer Natur; oft haben sich die letzteren Mineralien auf Spältchen als Schnürchen, manchmal in inniger Durchwachsung angesiedelt. Die diabasischen Augitmineralien sind oft vollständig bis auf einzelne spärliche, auch schon halbzerstörte Kerne verschwunden; neben primärem hat sich in Schwärmen secundäres Magneteisen eingelagert. An vielen Stellen macht sich die von Gümbel als Migrationsstructur (vgl. I. 465) bezeichnete streifige Anordnung der neugebildeten Körnchen und Kryställchen geltend. In griechischen Sch.en beobachtete Becke u. d. M. Pseudomorphosen von Epidot nach Feldspath, in denjenigen Niederschlesiens Gürich bläuliche Hornblendenadeln; in japanischen von der Insel Shikoku befand Kotō den diallagähnlichen Augit in Glaukophan von säulenförmiger und feinfaseriger Ausbildung umgewandelt.

Höchst wahrscheinlich ist es, dass unter den sog. Schalsteinen auch Vorkommnisse aufgeführt werden, welche durch Gebirgsdruck schieferig gewordene Diabase in mehr oder weniger später noch alterirtem Zustand darstellen.

Analysen nassauischer Schalsteine liegen von Dollfus, Neubauer, Eglinger und Koch vor. Die Ersteren verfuhren bei der Analyse in der Weise, dass zuvörderst aus dem bei 100⁰ getrockneten Pulver durch heisse Essigsäure die Carbonate ausgezogen wurden, worauf der Rückstand mit heisser HCl behandelt, das dadurch Unzersetzbare mit HFl aufgeschlossen wurde; so schieden sich drei Theile.

I. Grüner Sch. mit deutlichen Feldspathkrystallen von Balduinstein im Amt Diez; Neubauer, Journ. f. pract. Chem. LXV. 1855. 210.
II. Sch. von Fleisbach, Amt Herborn; Neubauer, ebendas.
III. Kalkschalstein von Limburg; Dollfus, ebendas.
IV. Röthlichvioletter Sch. von Grube Molkenborn bei Nanzenbach, Amt Dillenburg, Kalkspath in Adern und Drusen; Dollfus, ebendas.
V. Gelber Sch. von Bergerbrücke bei Oberbrechen, Amt Limburg, mit erkennbarem Kalkspath, am wenigsten zersetzt; Dollfus, ebendas.
VI. Hellgrünes Schalstein-Conglomerat von Niedershausen bei Weilburg, der Kalkspath so mit der Masse innig verbunden, dass Essigsäure ihn nicht trennte; Neubauer, ebendas.
VII. Sch. von Vilmar, Amt Runkel; Eglinger, Jahrb. Ver. f. Naturkunde in Nassau XI. 1856. 205.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Spec. Gew. =	2,800	2,726	2,748	2,764	2,637	2,852	2,818

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
A Carbonate	18,53	64,50	46,12	43,33	16,76 }	59,81	11,54
B löslich in HCl. . .	45,04	9,78	26,08	12,67	6,07 }		17,50
C aufgeschl. d. HFl .	36,33	25,70	27,27	42,60	76,80	39,88	70,23
	99,90	99,98	99,47	98,60	99,63	99,69	99,27

Gesammtzusammensetzung der Schalsteine:

		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
	Kieselsäure	38,52	17,58	24,16	30,82	52,47	32,04	44,37
	Thonerde	16,25	10,54	5,44	11,01	15,35	14,79	19,26
	Eisenoxyd	3,35	1,04	11,97	6,67	2,67	6,30	8,35
	Eisenoxydul	7,68	0,55	1,86	—	—	5,61	0,72
	Kalk	—	—	0,66	—	0,63	—	0,92
	Magnesia	5,49	1,17	2,46	0,65	0,15	—	1,10
	Kali	0,55	0,80	0,77	2,54	4,15	1,53	5,96
	Natron	4,40	1,26	2,22	1,16	4,16	3,57	2,78
Carbonate	kohlensaurer Kalk	16,03	62,95	43,69	42,39	16,23	15,31	10,82
	kohl. Magnesia	0,63	1,08	1,41	0,60	0,15	15,21	0,36
	kohl. Eisenoxydul	1,04	0,14	0,88	0,34	0,38	—	0,20
	kohl. Manganoxydul	0,82	0,33	0,14	—	—	—	0,16
	Wasser	5,14	2,21	2,15	2,07	2,73	3,81	3,31
	Phosphorsäure	Spur	0,33	1,67	0,35	0,36	0,71	0,92
	Manganoxyduloxyd	Spur	—	—	—	0,20	0,63	0,04
							CO_2 0,18	
		99,90	99,98	99,48	98,60	99,63	99,69	99,27

Der in HCl lösliche Theil enthielt:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	33,14	31,74	23,55	30,22	33,29	11,53	37,22
Thonerde	19,86	23,38	2,57	16,93	15,61	9,03	10,47
Eisenoxyd	7,43	10,67	42,23	40,49	17,77	10,53	30,48
Eisenoxydul	17,05	5,65	7,22	—	—	9,38	4,10
Kalk	—	—	2,54	—	10,41	14,34	5,28
Magnesia	12,19	11,96	9,42	5,10	2,45	12,11	3,11
Kali	—	—	—	— }	3,55	0,92	—
Natron	—	—	—	— }			—
Wasser	10,33	13,19	6,08	4,53	6,63	5,02	3,87
Phosphorsäure	Spur	3,41	6,39	2,73	5,96	1,20	5,27
Manganoxyd	—	—	—	—	3,33	1,06	0,20
						CO_2 24,88	
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Da die Carbonate in VI durch Essigsäure nicht ausziehbar waren, so finden sie sich hier mit eingeschlossen.

Der in HCl unlösliche und mit HFl aufgeschlossene Theil war zusammengesetzt:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	64,93	56,31	66,09	63,38	65,69	63,03	53,89
Thonerde	20,09	32,13	17,48	20,81	18,75	23,55	24,82
Eisenoxyd	—	—	3,46	3,62	2,07	—	4,28
Magnesia	—	—	—	—	—	—	0,80
Kali	1,51	3,10	2,80	5,95	5,12	2,46	8,48
Natron	12,12	4,89	8,14	2,72	5,42	8,94	3,97
Wasser	1,35	3,57	2,03	3,52	2,95	2,02	3,76
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Die durch Essigsäure ausziehbaren Theile stellen daher einen durch die Carbonate von Fe, Mn und Mg verunreinigten Kalkspath dar. Die durch HCl zersetzten Theile scheinen nach Dollfus und Neubauer ein chloritartiges Silicat zu enthalten, dessen FeO sich z. Th. in Fe_2O_3 umgewandelt hat, und bei fortschreitender Verwitterung fast ganz darin übergeht. Der in HCl unlösliche, mit HFl aufgeschlossene Rückstand hat im Ganzen eine feldspathartige Zusammensetzung; Abweichungen mögen durch die vorhergegangene Einwirkung der HCl hervorgebracht sein. I zeigt in diesem Theil das Sauerstoffverhältniss 1,09 : 3 : 11,09; er scheint also mit seinen 12 % Na_2O albitartiger Natur zu sein. In diesem Sch. fand sich ein grosser, etwas zersetzter Feldspathkrystall, dessen Analyse lieferte: SiO_2 52,97; Al_2O_3 25,44; Fe_2O_3 3,71; CaO 9,86; K_2O 2,12; Na_2O 4,61; H_2O 1,40; er nähert sich daher dem Labradorit. IV ergibt das Sauerstoffverhältniss 1 : 4,02 : 12,31, also auch im Ganzen orthoklas- oder albitartig. Die unzersetzbaren Rückstände von II und VII sind bedeutend basischer und stimmen unter einander ziemlich überein, während die Bauschanalysen beider bedeutend abweichen, indem II 17½ % SiO_2 und 64½ % Carbonate, VII dagegen 44 % SiO_2 und nur 11½ % Carbonate enthält.

Ausser den Schalstein-Ablagerungen in Nassau, welche ihre Hauptverbreitung im Lahnthal von Wetzlar bis unterhalb Diez, sowie im Dillthal von Sechshelden bis Sinn besitzen, sind solche noch im Harz, in den Ruhrgegenden Westphalens, in Niederschlesien, in dem böhmischen Silurterrain (nach Reuss) und in Devonshire bekannt. In den Ruhrgegenden kommen übrigens, wie Mehner (Min. Mitth. 1877. 168) darthat, auch sog. Schalsteine vor, welche sich u. d. M. als kalkhaltige, Thonschiefermaterial in sich führende Felsitporphyrtuffe zu erkennen geben. Der sog. Schalstein von Klosterzella bei Nossen in Sachsen (schalsteinähnlicher Thonschiefer), welchen v. Cotta für einen Kalkspathkörner oder -mandeln führenden Thonschiefer hielt, ist nach Dalmer und Dathe (Sect. Rosswein-Nossen 1887. 38) sehr wahrscheinlich ein cambrischer Sch. (Diabastuff), dessen grosse Masse mit typischen violetten und grünlichen cambrischen Thonschiefern in inniger Verbindung steht, und von welchem auch isolirte Vorkommnisse in den letzteren eingeschaltet sind. Echten Sch., d. h. calcitreichen Diabastuff, beschreibt Becke aus dem mittleren Theil von Euboea. — Nach Emerson ist ein Schalstein von Greenfield in Massachusetts vom Alter der Trias (Am. journ. (3) XXIV. 1882. 196).

Stifft in v. Leonhard's Zeitschr. f. Mineralogie 1825. I. 147 und 236; auch Geogn. Beschr. des Herzogth. Nassau 1831. 468.

v. Dechen in Nöggerath's Rheinland-Westphalen 1822. II. 71; Karsten's u. v. Dechen's Archiv f. Miner. u. s. w. XIX. 1845. 515; Verh. nat. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. XII. 1855. 198.

Oppermann, Dissertation über Schalstein u. Kalktrapp, Frankf. a. M. 1836.

Naumann, Erläuterungen z. geognost. Karte v. Sachsen 1836. Heft I. 60.

Gumprecht, N. Jahrb. f. Min. 1842. 825.

Hausmann, Über die Bildung des Harzgebirges 1842. 23.

Beyrich, Beitr. z. Kenntn. d. Versteinerungen d. Rheinischen Übergangsgeb. 1837. Heft I. 11.

Murchison, Transactions geol. soc. (2) VI. 249.

Sandberger, Übers. d. geol. Verhältn. d. Hrzgth. Nassau 1847. 33.

Dollfus und Neubauer, Journ. f. pract. Chemie 1855. LXV. 199.

Eglinger, Jahrb. d. Ver. f. Naturk. in Nassau 1856. XI. 205.

Carl Koch, Die palaeozoischen Schichten u. Grünsteine in den Ämtern Dillenburg u. Herborn, Jahrb. d. Ver. f. Naturk. in Nassau 1858. XIII. 216. 238.

R. Ludwig, phosphors. Kalk in Schalst. bei Königsberg im Hinterlande, Notizbl. d. Ver. f. Erdk. z. Darmstadt u. d. mittelrh. geol. Ver. 1868. VII. Heft. 158.

Riemann, Sch. des Kreises Wetzlar, Verhandl. naturhist. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. 1882. 286.
Th. Stein, Geht Diabas in Schalstein über? Inaug.-Dissert. von Giessen 1887.
Liebe, Sch. Ostthüringens, Abhandl. z. geol. Specialk. von Preussen u. d. thür. Staaten. V. Heft 4. 1884.
Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879.
Reuss, Sch. des Silurs von Auval bei Prag, Sitzgsber. Wien. Akad. XXV. 1857. 563.
Lipold, Jahrb. geol. Reichsanst. 1863. XIII. 349. 389.
Weinholdt, Sch. von Rietsch bei Sternberg in Mähren, chemisch sehr nahe mit dem benachbarten Diabas von Krockersdorf übereinstimmend, Min. Mitth. 1871. 108.
Gürich, Sch. Niederschlesiens, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 711.
Hutchings, Sch. des Lake Districts, Cumberland, Geol. Mag. (3) IX. 1892. 154. 218.
Becke, Sch. von Euboea, Min. u. petr. Mitth. I. 1878. 490.
Helmhacker, Sch. von Almadén in Spanien, Min. Mitth. 1877. 17.
B. Kotō, Sch. von der Insel Shikoku, Japan, Journ. of the college of science, Imperial university, Japan, 1886. I. 1.
T. Harada, Sch. Japans, Die japanischen Inseln, Berlin I. 1890. 63.

Von den

klastischen Gebilden des Augitporphyrits

in Südtirol gab v. Richthofen eine anschauliche und eingehende Beschreibung. Er bringt dieselben in drei Abtheilungen, welche durch zahllose Übergangsstufen mit einander verknüpft sind.

Die erste stellt Conglomerate und Breccien dar (Reibungsconglomerate v. R.), welche den S. 653 erwähnten Porphyrbreccien ähnlich sind, indem bei ihnen ein Teig von normalem Augitporphyrit Fragmente der durchsetzten Gesteine umhüllt; so findet sich bei Thoiss eine solche Breccie mit Bruchstücken von Thonglimmerschiefer und Felsitporphyr, zwischen Santa Maria und Colfosco, am Molignon, an der Seisser Alp eine ähnliche mit Kalksteinfragmenten, bei weitem am häufigsten aber sind Breccien, bei denen eckige Augitporphyrbruchstücke von Augitporphyrmasse verkittet werden, wobei nicht selten der Fall vorkommt, dass die Einschlüsse dem Bindemittel völlig gleichen. »Alsdann muss man jenen, in den Kratern der thätigen Vulkane nicht seltenen Hergang voraussetzen, wo die erstarrte Rinde der Eruptivmasse zertrümmert und in dem flüssigen Theil derselben in Bruchstücken eingeschmolzen wird.« Weit häufiger aber sind die Bruchstücke in petrographischer Hinsicht von dem verbindenden Magma verschieden.

Als Eruptivtuffe des Augitporphyrs bezeichnet v. Richthofen tuffartige Gesteine, welche dadurch entstanden seien, dass die Eruptivmasse im Moment der Eruption und während der Erstarrung durch die mechanische Einwirkung des umgebenden Wassers in heftiger Weise bearbeitet wurde, wobei sich das klastische Material an der Ausbruchsstelle selbst in unregelmässig dicken Bänken aufhäufte. Diese Gebilde, welche sehr häufig in den eigentlichen krystallinischen Augitporphyr übergehen, sind mit demselben gar manchmal ver-

wechselt worden, von ihm aber auch, worin alle Beobachter übereinstimmen, oft nur sehr schwer zu unterscheiden; sie setzen die schwarzen Massen am Südrande der Seisser Alp (auf der Schneid) zusammen, stehen in grossartiger Manchfaltigkeit im Duron-Thal an und entfalten sich massenhaft an der Pozza-Alp, am Sasso di Capell und weiterhin im Venetianischen. Nach Doelter's Ansicht hat v. Richthofen den Eruptivtuffen wohl stellenweise etwas zu viel Ausdehnung gegeben (N. Jahrb. f. Min. 1873. 570). Tschermak möchte diese Gesteine, die er im Gegensatz zu der folgenden Abtheilung als primäre Tuffe bezeichnet, lieber tuffartigen Augitporphyr nennen (Porphyrgest. Österr. 146).

Die Sedimentärtuffe v. R. (secundäre Tuffe Tschermak's) bestehen aus mechanisch zertheiltem Augitporphyrmaterial, welches vom Wasser fortgetragen, entfernt von den Eruptionsstellen in regelmässigen, meist dünnen Schichten abgesetzt wurde, mehr oder weniger vermengt mit den Zertrümmerungsproducten anderer Gesteine; sie haben meistentheils das Ansehen von bald lockeren, bald festen körnigen schwarzen Sandsteinen (doleritischer Sandstein, Trinker) und bilden Schichtenglieder der oberen Trias zwischen dem Mendola-Dolomit und den ersten Ablagerungen des Schlern-Dolomits (v. Richthofen, Geogn. Beschr. v. Predazzo u. s. w. 1860. 136—141. 83).

Im Culm am Leerberg bei Hausdorf, bei Köpprich, bei Ebersdorf in Niederschlesien treten Gabbroconglomerate auf, bunt durcheinander gemengte kleinere und grössere Gerölle des Neurode-Schlegeler Gabbrozuges, verbunden durch ein Cäment aus feinzerriebenem Gabbro (Dathe, Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1882. 232; f. 1883. LIV).

Vom Thalhorn im oberen Amarinerthal (Elsass) beschreibt Linck sehr ausführlich conglomeratische Gesteine, deren Material fast ausschliesslich aus Gabbro besteht, wobei der Gabbro in Bruchstücken oder Geröllen bisweilen derart in den Vordergrund tritt, dass das Bindemittel fast verschwindet, während andererseits wieder nur spärliche Gerölle vorhanden sind. In den Bindemitteln aus klastischem Gabbromaterial finden sich noch Gerölle fremdartiger Gesteine (z. B. Gneiss, Diorit) und accessorische Mineralien (wie Quarz, Granat, Biotit). Diese Conglomerate sind übrigens stark verändert, indem eine Neubildung von wasserklarem Plagioklas, und eine reichliche Production grüner Hornblende erfolgt ist, welche unter gleichzeitiger Zerstörung von Diallag und Feldspath, angeblich auch von Quarz vor sich ging, ferner fand eine Bildung von Biotitnestern statt (Mitth. geol. Landesanst. v. Els.-Lothr. Bd. IV. Heft 1. 1892. 58).

In Japan tritt discordant über dem archäischen Grundgebirge als untere Etage des paläozoischen sog. Chichibu-Systems ein mehr oder weniger geschichtetes, feinkörniges bis dichtes, aschgraues oder dunkelgrünes Gestein von ganz tuffig-klastischem Charakter auf, welches im wenigst veränderten Zustand fast nur aus grünem oder häufiger lichtbraunem Augit besteht, von dem auch einsprenglingsähnlich grössere Krystalle hervortreten; Quarz und Plagioklas erscheint nur selten. Aus dem Pyroxen geht theils grüne faserige Hornblende, theils Glaukophan, andererseits Epidot und Chlorit hervor. Diese Gesteins-

massen, welche mit den eingelagerten Serpentinen, krystallinen Kalken und Quarziten im Quanto-Gebirge über 400 m Mächtigkeit erreichen, werden von B. Kotō als Clasto-Pyroxenit bezeichnet und als tuffähnliche Massen mit Gabbro-Eruptionen in Verbindung gebracht (Journ. college of sc., Imp. univ. Japan II. 1889; vgl. auch T. Harada, Die japanischen Inseln, Berlin I. 1890. 62). K. Jimbō, welcher über das weitere Vorkommen dieses sog. Pyroxenits in Hokkaidō berichtet, erblickt in ihm ebenfalls eine veränderte Form von Gabbro-Tuff, eine Art von Gabbro-Schalstein; er gibt auch Spuren von Radiolarien an, ähnlich wie sie in den paläozoischen Diabas-Schalsteinen von Hokkaidō vorkommen (General geolog. sketch of Hokkaidō, Satporo 1892).

Von der Insel Rhodos werden durch v. Foullon weitverbreitete klastische Serpentingesteine beschrieben; zwischen Zambika und Archangelos liegt eine zum Eocän oder Flysch gehörige Breccie aus eckigen bis nussgrossen Serpentinstückchen, verbunden durch untergeordneten weissen Kalk; anderswo werden mittelpliocäne fluviatile Ablagerungen aus einem sog. Serpentinsandstein gebildet, in welchem Serpentinstückchen, Blättchen und Pseudomorphosen von Bronzit, Chloritpartikel, Kalkkörner und Erztheilchen durch ein Cäment vereinigt sind, das bald aus feinem Serpentingereibsel, bald aus Carbonat, bald aus einem gleichmässig lichtgelb gefärbten, völlig isotropen wasserhaltigen Silicat besteht (Sitzgsber. Wiener Akad. C. 1891. Abth. I. 160).

Unter dem Namen Pietra verde fassen die italienischen Geologen in den Südalpen grünliche, den mesozoischen Sedimenten eingelagerte Gesteine zusammen, welche meist als tuffartige Bildungen erachtet werden; ihre Natur und Zusammensetzung ist noch sehr wenig bekannt. Besonders charakteristisch sind anscheinend gleichmässig dichte, bisweilen hornsteinähnliche, intensiv grün oder graulichdunkelgrün gefärbte Varietäten von grosser Härte (kaum vom Stahl ritzbar) und splitterigem Bruch; daneben kommen aber auch mehr thonsteinähnliche oder mergelähnliche, weichere und mitunter etwas breccienartige Lagen vor. Nach Fr. v. Hauer (Geologie Österr. 1878. 369) gehört die Pietra verde ausschliesslich den in Südtirol und den venetianer Alpen weitverbreiteten triassischen Buchensteiner Schichten (unterhalb der Wengener Schichten) an, zufolge Gümbel erscheinen die Einlagerungen unmittelbar über den Buchensteiner Schichten in dem Daonella Lommeli-Horizont. v. Richthofen hob (Umgeg. v. Predazzo 140) hervor, dass die P. v. »stets nur den Tuffen des Augitporphyrs verbunden« sei; er hält das Vorkommen von Wengen und vom Mte. Frisolet — allerdings ohne dass eine chemische oder mikroskopische Untersuchung vorlag — für »ein wesentlich chemisches Sediment mit Einschluss äusserst feiner mechanischer Zerstörungsproducte, wobei Gasausströmungen eine bedeutende Rolle spielen«. Doelter schloss aber aus seiner Analyse (s. unten II), dass diese Pietra verde kein normaler Tuff eines Augitporphyrs oder Melaphyrs sei und meint, dass »der hohe Kieselsäuregehalt jedenfalls auf einen Porphyrtuff hinweist«; bei Wengen ist auch die P. v. älter als der massige Augitporphyr. — Ferner wird aus der Umgegend von Recoaro und aus dem Tretto im Vicentinischen P. v. erwähnt, desgleichen zwischen dem Luganer und Garda-See. Auch auf der Balkanhalbinsel, im Gebiet des Idriaflusses, in Dalmatien, in Bosnien und der Hercegowina haben v. Hauer, Bittner und v. Mojsisovics unter ganz ähnlichen Lagerungsverhältnissen wie in den südtiroler Alpen Gesteine gefunden, welche von ihnen ebenfalls als P. v. bezeichnet wurden.

I. Hellgrün, zwischen dem See Le Selle und dem Übergang Allochet, Fassathal; hornsteinähnlich splitterig, H. = 6; spec. G. = 3; v. Kobell, Sitzgsber. Münch. Akad. 6. März 1871.

II. Lauchgrün, vom Mte. Frisolet bei Andrag im Buchensteiner Thal, scheinbar dicht, sehr hart mit splitterigem Bruch; Schridde bei Doelter, N. Jahrb. f. Min. 1873. 572 (H_2O nach der Correctur von Dimitrow).

III. Graulichdunkelgrün, von Stara Kurija bei Poppovo, Bulgarien; dicht, splitterig; H. = 6; spec. G. = 2,967; L. Dimitrow, Denkschr. Wiener Akad. LX. 1893. 524.

	I.	II.	III.
Kieselsäure	52,60	68,95	50,84
Thonerde	17,10	10,44	16,28
Eisenoxyd	—	1,30	1,56
Eisenoxydul	9,00	1,82	5,99
Kalk	9,65	5,07	16,78
Magnesia	2,10	1,47	3,35
Kali	1,90	3,96	1,90
Natron	6,60	2,14	3,55
Wasser	1,50	0,60	0,76 Glv.
Kohlensäure	—	3,74	—
	100,45	99,49	101,01

Doch besitzen gerade die oben erwähnten charakteristischen, sehr harten und hornsteinähnlichen Varietäten u. d. M. gar kein tuffartig klastisches Ansehen. Die P. v. vom Übergang zwischen dem See Le Selle und dem Pellegrinothal (vgl. Anal. I) ist nach der Untersuchung von L. Dimitrow ganz krystallin, vorwiegend zusammengesetzt aus lauchgrünen monoklinen Pyroxenindividuen ohne jede regelmässige Begrenzung, meist als rundliche, eiförmige, tropfenähnliche Körnchen, welche in sehr charakteristischer Weise fast alle gleiche Grösse (zwischen 0,03 und 0,04 mm) besitzen und sehr gleichmässig vertheilt sind. Zwischen den Pyroxenen liegen etwas kleinere hellgelbe, stärker lichtbrechende und doppeltbrechende Körnchen isolirt oder aggregirt, hauptsächlich dem Epidot, vielleicht auch z. Th. dem Titanit angehörend. Ein farbloser Untergrund besteht aus Quarz, Zoisit und gestreiftem Feldspath (Albit), ausserdem noch Chloritoid und Magnetit. Absolut in jedem Zuge identisch hiermit ist das auch chemisch sehr ähnliche Gestein III u. d. M. beschaffen, nur enthält es statt des Chloritoids Granat; merkwürdigerweise hat aber dieses letztere bulgarische Vorkommniss geologisch mit der Trias nichts zu thun, sondern gehört wahrscheinlich dem paläozoischen Gebirge an. In ihrem jetzigen Zustande bieten beide nichts, was auch nur entfernt an einen ehemaligen Tuff erinnerte. — Andere, weichere und etwas hellere Proben von P. v. (Tirol, Bosnien, Bulgarien) besitzen indess einen tuffartigen Charakter, wie dies auch aus den wenngleich sonst etwas unvollkommenen Angaben von Gümbel, Doelter, Lepsius (Das westl. Südtirol 1878) hervorgeht und von Dimitrow bestätigt wurde; sie pflegen einen Gehalt an kohlensaurem Kalk aufzuweisen; doch ist es noch nicht möglich gewesen, eine Beziehung zu einem bestimmten massigen Eruptivgestein zu ermitteln.

Rhyolithbreccie, -tuff und -conglomerat.

In vielen rhyolithischen Gegenden z. B. in Ungarn sind die massigen Ablagerungen vergesellschaftet mit den entsprechenden klastischen Gebilden.

Die Rhyolithe des w. Nevada werden oft begleitet von reichlichen Tuffen und Breccien, z. B. am Ende des Winnemucca Valley, an den Warm und Hot Springs, in den Kawsoh- und Montezuma Mts. Die tertiären Hügel zwischen den letzteren Bergzügen sind rhyolithische Tuffabsätze in vormaligen Süsswasserseen, und ihre Masse besteht u. d. M. vorwiegend aus fast farblosen Splitterchen und Scherbchen von sehr porösem Glas, wozu sich einige Diatomeenreste (Melosira, Navicula) gesellen. Eine rhyolithische Breccie von Mullen's Gap an der W.-Seite des Pyramid Lake wird gebildet aus haselnussgrossen scharfkantigen Bruchstücken eines lichtgrauen und eines dunkelgrauen rhyolithischen Gesteins, welche beide in einem vorwaltenden schmutziggrauen Material liegen; die schwarzgrauen etwas pechglänzenden Rhyolithstücke bestehen u. d. M. zur Hauptsache aus einem im Schliff pelluciden Glas von eigenthümlich blassbräunlichviolettem Farbenton, welches merkwürdiger Weise direct in sich grosse eiförmige Flüssigkeitseinschlüsse mit spontan wackelnder Libelle enthält. — Am Cold Spring, Forman Mts., findet sich eine Breccie, bestehend aus vorwaltend braunrother Rhyolithmasse, in welcher so viele splitterförmige Bruchstückchen eines gelblichgrauen Rhyoliths liegen, dass man in einem Präparat von der Grösse eines Fingernagels deren schon über 30 mit blossem Auge gewahrt; es scheint eine wahre Reibungsbreccie zu sein. Am Indian Creek, Humboldt River Range, steht ein förmlich arkose-ähnlicher Rhyolithtuff an, bestehend u. d. M. aus: a) verschiedenen Sorten von rhyolithisch-felsitischen Grundmassen als Bruchstückchen; b) Feldspathfragmenten, z. Th. gestreift; c) abgerundeten Quarzen, z. Th. mit Glaseinschlüssen; d) Fragmenten von Biotit und von e) brauner Hornblende. Alle Ingredienzien sind ohne Cäment zusammengehäuft, mit wohl ersichtlichen Lücken zwischen einander (F. Z., Sitzgsber. sächs. Ges. d. W. 1877. 239).

Das ö. Ufer des Taupo-Seos in Neuseeland ist mit einem feineren oder gröberen Sand bedeckt, der aus Bruchstücken von rhyolithischen oder nevaditischen Gesteinen und deren Gemengtheilen besteht; er enthält langfaserige seidenglänzende Bimssteinstückchen, Bröckchen dunkler Rhyolithe, Bruchstücke von weissem oder gelbem Sanidin, grüne und schwarze Obsidianscherben, eisenschwarze Iserinkörnchen, Sand von titanhaltigem Magnetit, kleine violette und lavendelblaue Bruchstücke von lithoidischem Rhyolith, rauchgraue, bläulichgraue und wasserklare farbenspielende Quarzkörner, mitunter Glimmerstäubchen oder Pyroxensäulchen; ausserdem kleine dünne längliche Sanidinkrystalle, wohlausgebildet nach dem Bavenoer Zwillingsgesetz, welche wahrscheinlich die Hohlräume poröser Rhyolithe bekleidet haben (F. Z. in v. Hochstetter's Geol. v. Neuseeland 1864. 123).

Der Porphyre molaire Beudant's von Sáros-Patak in Ungarn ist eine rhyolithische Breccie, welche von Kieselsäure durchdrungen eine solche Festigkeit erlangt hat, dass sie zur Herrichtung von Mühlsteinen tauglich ist. Zahlreiche darin eingeschlossene Fossilreste, Cerithien, Cardien, Pecten weisen auf ihre marine Ablagerung hin (vgl. Szabó, Jahrb. geol. R.-Anst. XVI. 1866. 91).

Die ungarischen Rhyolithtuffe von Erlau-Miskolcz und Kremnitz gehen in

ausgezeichnete Perlittuffe über (v. Andrian u. Pettko, Jahrb. geol. R.-Anst. XVI. 411). Doelter berichtet von mächtigen Rhyolithtuffen zwischen Telkibánya und Hollohaza (Min. Mitth. 1874. 218), v. Andrian über solche zwischen Demirdschikjöi und Jerlükjöi nahe am Nordausgang des Bosporus (Jahrb. geol. R.-Anst. XX. 1870. 222).

Trachytbreccie und Trachytconglomerat.

Eckige oder abgerundete Fragmente und Gerölle trachytischer Gesteine von sehr verschiedenen Dimensionen, hier kleinere Brocken, dort Blöcke von bedeutendem Umfang darstellend, werden durch ein Bindemittel cämentirt, welches meist aus einer erdigen mürben Masse besteht, die aus einer Zerkleinerung und Schlämmung von trachytischem Schutt hervorgegangen ist. Die Trachytfragmente sind bald noch frisch, bald in einem mehr oder weniger verwitterten Zustande; mit ihnen verbunden sind vielfach Fragmente von anderen Gesteinen des an Ort und Stelle vorkommenden Grundgebirges, von Grauwacke, Thonschiefer, auch von Basalt. Derlei klastische Trachytgesteine sind in den meisten trachytischen Regionen sehr verbreitet.

Daneben gibt es wie bei den klastischen Quarzporphyrgebilden auch eruptive Reibungsbreccien von Trachyt, deren in der Regel eckige Fragmente durch eine feste und harte Masse von normalem massigem Trachyt umschlossen werden, welcher nicht selten genau dieselbe Beschaffenheit besitzt wie die Fragmente. Solche Varietäten erscheinen namentlich bei Visegrad in Ungarn (vgl. Beudant, Voyage min. et géol. en Hongrie III. 416), sowie im Cantal und am Mont Dore in Centralfrankreich.

Im engen Zusammenhang mit den Trachytbreccien und Trachytconglomeraten steht der

Trachyttuff.

Eine theils lockere, theils dichte feste klastische Masse, welche aus zerkleinertem trachytischem Material besteht und bald eine kreideähnlich-erdige, bald eine körnig-sandsteinähnliche, bald eine fein breccienartige Beschaffenheit und vorherrschend weissliche, lichtgraue oder gelbliche Farbe besitzt. Dieselbe scheint weniger ein Detritus von anstehend gewesenen Trachytmassen, als vielmehr ein aschen- und lapilli-ähnliches Ejectionsgebilde zu sein, womit zusammenhängt, dass das klastische Hauptmaterial u. d. M. sehr häufig eine etwas bimssteinähnliche Beschaffenheit aufweist und neben Bruchstücken auch wohlkrystallisirte grössere Individuen von Sanidin, Augit, Hornblende, Magnetit darin hervortreten. Die Brocken von Trachyt, welche sich in diesen Tuffen finden, sind häufig durch die Verwitterung so zersetzt, dass ihre Contouren kaum mehr erkennbar sind, und dass sie nur als unregelmässig begrenzte Flecken auf der Bruchfläche erscheinen.

Der Trachyttuff ist stets deutlich geschichtet. Wie die Breccien und Conglomerate, so enthalten auch diese Tuffe hier und da Bruchstücke fremdartiger Gesteine. An einigen Localitäten umschliessen sie fossile organische Reste; so finden sich in den feinkörnigen Trachyttuffen des Siebengebirges Abdrücke von tertiären Dicotyledonblättern und braunkohlenartiges Holz. Nicht selten sind Nester und Trümer von Opal; die bekannten edlen Opale von Czervenitza zwischen Kaschau und Eperies in Ungarn kommen als Schnüre und Nester innerhalb eines grauen Trachyttuffs vor (vgl. darüber z. B. vom Rath, Sitzgsber. niederrh. Ges. 1876. 157); ähnlich ist das Auftreten der Opale im Cantal, am Mont Dore und in den Euganeen; im Siebengebirge erscheinen ebenfalls am Langenberg und am Abhang der Casseler Haide mehrere Gänge von Opaljaspis.

I. Weissliche, dünngeschichtete, fast homogen erscheinende Tuffmasse der Ofenkuhlen im Siebengebirge (sog. Backofenstein); G. Bischof, Lehrb. chem. u. phys. Geologie (1. Aufl.) II. 2186.
II. Dasselbe Gestein, v. der Marck, Verh. naturh. Ver. preuss. Rheinl. u. Westph. IX. 1852. 451.
III. Trachyttuff, Punta S. Angelo auf Ischia; C. W. C. Fuchs, Min. Mitth. 1872. 235.
IV. Trachyttuff des Epomeo auf Ischia; C. W. C. Fuchs, ebendas. 227.

	I.	II.	III.	IV.	
Kieselsäure	62,83	66,39	53,71	54,69	
Thonerde	21,55	17,74	16,35	20,00	
Eisenoxyd	4,11	4,97	2,82	3,13	
Eisenoxydul	—	—	2,19	2,26	
Manganoxydul	—	—	0,03	—	
Kalk	0,72	0,53	1,38	2,17	
Magnesia	0,42	0,47	0,55	0,70	
Kali	3,35	3,05	6,73	4,77	
Natron	3,02	1,94	2,53	0,28	
Wasser	4,19	4,89	14,43	11,61	Glv.
	100,19	99,98	100,72	99,61	

Von der Marck bestimmte ausserdem in II: Cl 0,012; SO_3 0,004 und eine Spur von Fl. Schnabel ermittelte den Wassergehalt desselben Gesteins zu 4,99 % und erhielt ebenfalls Cl, SO_3 und P_2O_5 in geringen Mengen. Berechnet man diese Analysen für den wasserfreien Zustand und vergleicht sie mit denen der festen Siebengebirgs-Trachyte und -Andesite, so ergibt sich in den Tuffen namentlich eine relative Vermehrung des Al_2O_3- und Verminderung des Na_2O-Gehalts; dieses Alkali ist offenbar als Silicat ausgeschieden; auch C. W. C. Fuchs stellte bei der mit der Trachyttuffbildung auf Ischia verknüpften Zersetzung eine Verminderung des Na_2O fest, welches erheblich rascher und leichter ausgelaugt wird als K_2O. IV führt noch 0,021 P_2O_5.

Hauptlagerorte der klastischen Trachytgesteine sind:

Das Siebengebirge am Rhein, wo namentlich im Mittelbachthal zwischen dem Drachenfels, der Wolkenburg und dem Petersberg in der unmittelbaren Nähe der grossen Trachyt- und Andesitberge eine ausgedehnte zusammenhängende Masse von Trachyttuff und -conglomerat lagert; diese Gebilde stellen sich als ein Glied der Braunkohlenformation dar, deren tiefste Sand- und Thonschichten sie bedecken und hängen innig mit dem Basaltconglomerat zusammen. Wenige Gänge von Trachyt

(5 an der Zahl) und von Hornblendeandesit (2) sowie zahlreiche Basaltgänge durchsetzen die Trachyttuffe (vgl. v. Dechen, Geogn. Führer in d. Siebengeb. 166 ff.). Da die Tuffe sowohl über Trachyten und Andesiten lagern als auch anderswo wiederum von solchen bedeckt werden, so müssen hier verschiedene Eruptionen angenommen werden. Was die Herkunft des Tuffmaterials anbetrifft, so stellte Nöggerath 1822 die Ansicht auf, dass dasselbe, jünger als der Trachyt, aus der Verwitterung und Zerstörung von dessen festen Bergmassen hervorgegangen sei, u. a. weil die im Tuff eingeschlossenen Stücke von festem Trachyt mit den in der Nähe anstehenden Varietäten übereinstimmen sollen (letztere Angabe ist aber nicht richtig, denn es finden sich z. B. im Tuff Fragmente von Phonolith, welcher im ganzen Siebengebirge nicht ansteht). Dieser Auffassung schloss sich auch zunächst v. Dechen an. Dagegen hatte ihr schon 1836 Leonard Horner widersprochen, welcher die Trachyttuffe für lose ausgeworfene Massen des ersten ältesten Ausbruchs betrachtete, älter als das Hervortreten der festen Trachyte in Domform; diese Ansicht wurde später von vom Rath getheilt. Durch Penck's Beobachtung (Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 535), dass das Hauptmaterial dieser Tuffe aus der Gegend von Königswinter, von den Ofenkuhlen, Quegstein, Langenberg, vom Fuss der kleinen Rosenau, u. d. M. aus einem feinen Bimssteinstaub aufgebaut ist, scheint die Frage in dem letzteren Sinne gelöst zu werden, dass es sich hier um wirkliche Tuffausbrüche, um Auswurfsmassen handelt. (Schon Nöggerath selbst hatte 1822 gewisse rundliche Einschlüsse als porphyrartige Bimssteine bezeichnet, ja es schrieb schon 1785 Merck: »à Weilberg près de Königswinter il y a de Trass tout-à-fait leger, tout blanc, rempli de gros morceaux de pierre de ponce«). Damit steht auch im Zusammenhang, dass in diesen Trachyttuffen vielorts glattflächige und glänzende, scharfkantige Sanidinkrystalle vorkommen, deren äussere Beschaffenheit der Annahme widerspricht, dass sie aus zerstörten festen Trachytmassen herausgelöst und transportirt seien (vgl. G. Bischof, Geol. II. 436), deren Dasein in den ausgeworfenen Tuffen aber nicht befremden kann. Am Langenberg werden auch Kryställchen von Magnetit und Titanit, sehr seltene von Zirkon und Sapphir aus dem Tuff ausgespült. Vgl. über diese Tuffe noch v. Dechen, Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1879. 402. In den Trachyttuffen des Siebengebirges fand Pohlig allerlei Schieferfragmente, Schuppenglimmerschiefer, Andalusitgneiss, Andalusithornschiefer, Fleckschiefer, Chiastolithschiefer, »Stabschiefer«, davon einzelne Sapphir und Korund führten; die Bestimmungen scheinen sich auf makroskopische Wahrnehmungen zu beschränken; Verhandl. naturh. Vereins pr. Rheinl. u. Westph. 1888. 89; Sitzgsber. niederrhein. Ges. 9. Juli 1888.

In den Trachytregionen des n. Ungarns, um Schemnitz, Tokaj u. s. w. — Im Cantal und am Mont Dore in Centralfrankreich, mehrmals in ausgezeichneter Weise abwechselnd mit massigen Trachytgesteinen. Über den Trachyttuff der Insel Sardinien vgl. vom Rath, Sitzgsber. niederrhein. Ges. 4. Juni 1883. — Auf der Insel Ischia erscheint neben dem sonstigen hellgelbgrauen feinerdigen und flachmuschelig brechenden Trachyttuff im centralen Theil der Insel, die ganze Masse des Epomeo bildend, ein blaugrüner Tuff (Epomeotuff), dessen ziemlich feste Hauptmasse aus sehr feinem Trachyt- und Bimssteinschutt zu bestehen scheint, worin zahlreiche Krystalle und Krystallbruchstücke (von Sanidin, Hornblende und Biotit) sowie Gesteinsfragmente (verschiedene Trachytvarietäten und weiche, wenig scharf begrenzte Bimssteinstücke) liegen (C. W. C. Fuchs, Min. Mitth. 1872. 227). — Der über Quadratmeilen verbreitete und fast ausnahmslos den Untergrund des zwischen Apennin und dem Meere gelegenen halbkreisförmigen Senkungsfeldes bildende graue Tuff Campaniens, von einem mit mittlerem Sande vergleichbaren Korn, entspricht zufolge Deecke einem Augittrachyt. Die Hauptmasse besteht aus Partikeln

eines farblosen oder schwach gelblichen Glases mit massenhaft eingebetteten winzigen gelbgrünen Augiten und etwas opakem Erz. Vermengt sind Krystalle oder Fragmente von Sanidin, Augit und Biotit, als weitere Einschlüsse erscheinen bimssteinartige Schlacken, Bruchstücke von Trachyten und Sedimentärgesteinen (N. Jahrb. f. Min. 1891. II. 304).

Ausserordentlich ausgedehnte und mächtige andesitische Conglomerate bilden an dem Hargitta-Gebirge in Siebenbürgen eine weit über 300, vielleicht über 600 m mächtige geschichtete Masse, welche wie ein ungeheurer Mantel herumgelagert, den festen Andesit fast ganz zu verdrängen scheint. Hornblende- und Augitandesitstücke, klaftergross, kopfgross, faustgross und nussgross liegen in einer verhältnissmässig spärlichen andesitischen Masse eingeschlossen; vgl. darüber vom Rath im Corr.-Bl. d. nat. Ver. preuss. Rh. u. W. 1875. 94, welcher in diesen Bildungen Eruptivtuffe sieht, die von den an der Peripherie des Gebirges auftretenden sedimentären Tuffen zu unterscheiden sind.

Hornblendeandesit-Tuffe, fein und weiss, hängen bei Visegrad, Domös u. s. w. auf dem rechten Ufer der Donau mit den dortigen festen Eruptivmassen zusammen (A. Koch in Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 344); in ähnlicher Weise werden die Hornblendeandesite der Gegend von Akrotiri auf Thera von zugehörigen, meist stark veränderten und verkieselten Tuffen begleitet (Fouqué, Santorin 1879. 362).

Trass.

(Duckstein, Tuffstein.)

Ein dem Bimssteintuff im Äusseren recht ähnliches Gestein aus der Umgegend des Laacher Sees, eine unrein gelbe, ins graue oder braune ziehende, matte, erdige, bald mehr dichte, bald poröse Masse, welche hauptsächlich aus Bimssteinfragmenten (u. d. M. ein poröses Glas) besteht, und kleinere und grössere Bruchstückchen von Laacher Trachyt, Laacher Trachytbimsstein, von Grauwacke, Thonschiefer enthält, auch Krystalle und Krystallfragmente von Sanidin, Augit, Hornblende, Glimmer, Haüyn. Charakteristisch ist im Gegensatz zu dem benachbarten Leucitphonolithtuff die Abwesenheit des (einst von Anger angegebenen) Leucits und die Gegenwart von Hornblende in dem Trass, welcher dadurch seine trachytische Natur bekundet. Ziemlich häufig sind Einschlüsse von ganz oder halb verkohlten dicotyledonischen Stämmen und Ästen, welche meist noch ihre ursprüngliche Rundung besitzen und dann selbst mit der Rinde gut erhalten sind, seltener erscheinen Blätter; diese vegetabilischen Reste scheinen nach Göppert sämmtlich noch lebenden Pflanzenspecies anzugehören. Die Trassmasse des Laacher See-Gebiets klebt stark an der Zunge; v. d. L. schmilzt sie zu fein schwammigem, grauem oder braunem Email.

I. Tr. von Tönnisstein im Brohlthal; W. Bruhns, Verh. nat. Ver. pr. Rh. u. W. 1891. 302.

II. Tr. von Andernach (Plaidt und Kruft); Chatoney u. Rivot, Annales d. mines (5) IX. 1856. 629.

III. Tr. von Andernach (Plaidt und Kruft); dies., ebendas.
IV. Blauer Tr. (Duckstein) von Plaidt; Hilt bei v. Dechen, Geogn. Führer z. d. Laacher See 1864. 393.

	I.	II.	III.	IV.	
Kieselsäure. . . .	58,32	57,5	54,0	53,07	
Thonerde	20,88	10,1	16,5	18,28	
Eisenoxyd	4,15	3,9	6,1	3,43	(Fe)
Manganoxydul . .	—	—	—	0,58	
Kalk.	2,19	7,7	4,0	1,24	
Magnesia	1,10	1,1	0,7	1,31	
Kali	3,91	6,4	10,0	4,17	
Natron	4,11			3,73	
Glühverlust . . .	5,87	12,6	7,7	12,78	
	100,53	99,3	99,0	98,59	

Die Zusammensetzung scheint also, wie dies in der Natur der Sache liegt, eine sehr wechselnde zu sein. Elsner fand nach Abzug des Wassers 49,01 in HCl lösliche und 42,98 darin unlösliche Theile; nach Chatoney und Rivot enthält II 34,2 unlösliche, III 30 % unlösliche Theile. In IV sind 53,79 unlösliche Theile; das Wasser in IV enthielt Spuren von NH_3, SO_3 und Cl. Ein Tr. aus dem Hausbornthal zwischen Winningen und Rübenach enthielt nach Landolt 60,49 SiO_2 und nur 1,33 H_2O. Busz fand im Tr. aus dem unteren Brohlthal 66,23, in dem von Burgbrohl 70,0 % in HCl löslich.

In den Umgebungen des Laacher Sees bildet der Trass, welcher als ausgezeichnet hydraulischer Mörtel Verwendung findet, mächtige und ausgedehnte Ablagerungen, so im Brohlthal, welches bei Brohl in den Rhein mündet, im Tönnissteiner Thal, welches sich an jenes anschliesst, im Gebiet der Nette und um die Dörfer Plaidt, Kruft und Kretz. Das Bindemittel der Bimssteinconglomerate in dem gegenüberliegenden Becken von Neuwied ist grösstentheils trassartiger Natur. Man hat vermuthet, dass der Tr., dessen Ablagerungen in den Thälern förmlich stromartig sind, ursprünglich im Zustand einer mojaartigen Schlammlava gewesen sei wie sie die vulkanischen Eruptionen Südamerikas noch heutzutage liefern. Steininger (Die erlosch. Vulk. in d. Eifel u. am Niederrhein 1820. 104) hatte zuerst dem Tr. diesen Ursprung zuerkannt, für welchen sich auch später v. Oeynhausen in seinen »Erläuterungen z. a. geogn.-orograph. Karte d. Umgeg. d. Laacher Sees« (1847) entschied. Vgl. v. Dechen, Geogn. Führer z. d. Laacher See 1864. 232. 391. Neuerdings scheint er mehr für trockene Auswurfsmassen gehalten zu werden, als deren Ursprung der Laacher See gilt.

Mit dem Namen Trass werden auch wohl nach dem Vorgang von Schafhäutl die Tuffgesteine aus dem Ries bei Nördlingen in Bayern aufgeführt, obschon sie sich in der sonstigen chemischen Zusammensetzung und auch im äusseren Ansehen von dem Tr. des Laacher Sees zu entfernen scheinen; Schafhäutl fand in einer Varietät 67,55, Feichtinger in einer von Christgarten gar 68,73 % SiO_2. Nach dem Ersteren sind makroskopisch drei Bestandtheile wahrzunehmen: eine gelbliche, amorphe, häufig körnige Masse von wachsähnlichem Thon, und mehr weissem durchscheinendem Thon, welcher sich v. d. L. unter lautem Geräusch aufbläht und dann schwer schmilzt, beide durchwoben von lavendelblauer oft pechschwarzer Masse mit ausgezeichnetem Fettglanz und schlackigen Blasen, welche v. d. L. unter Verlust der Farbe schmilzt; Schafhäutl glaubt, dass die gelbliche und die pechsteinartige Masse nur verschiedene Zustände derselben Substanz seien (N. Jahrb. f. Min. 1849. 661, wo auch Analysen mitgetheilt sind). Früher schon hatte auch Rumpf Unter-

suchungen und Analysen über diese Gesteine angestellt, ebendas. 1844. 325. Zufolge Penck (Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 563) bestehen die dunkeln schlackigen Partieen u. d. M. aus einem schlackig-porösen violettbraunen Glas, fluidal durch lichtere und dunklere Schlieren, aber ohne Krystallausscheidungen; »zwischen diese einzelnen Glasfragmente drängt und quetscht sich ein dichter, schwach doppeltbrechender thoniger Brei«, welcher Orthoklas, Biotit, Muscovit und vielleicht Titanit beherbergt. — Gümbel betrachtet diese Tuffe, welche untereinander nicht übereinzustimmen scheinen, als rhyolithische Trockentuffe, abgelagert ohne Mitwirkung des Wassers (Sitzgsber. Münchener Akad. 1870. I. 157). Vgl. ferner über diese sog. Trasse, Röthe im N. Jahrb. f. Min. 1863. 177; auch Delesse hat sich darüber geäussert, ebendas. 1850. 314; neuere Analysen hat Feichtinger veranstaltet (Polytechn. Centralblatt 1872. 1096). — Anger führt an, in einem porösen und leicht zerreiblichen Tuff aus dem Ries als Hauptbestandtheil mikroskopischen Leucit erkannt zu haben (Min. Mitth. 1875. 173); damit würde im Einklang stehen, dass nach den Analysen von Schafhäutl und Rumpf in diesen Massen K_2O als überwiegendes Alkali 6% beträgt.

Phonolithtuff und Phonolithconglomerat.

Der Phonolithtuff ist eine weisslichgraue oder bräunlichgraue, feinstklastische phonolithische Masse von meist mürber oder erdiger Beschaffenheit, welche gewöhnlich undeutlich begrenzte, verwitterte Bruchstücke von Phonolith, sowie Krystalle und Krystallfragmente von Sanidin, Augit, Hornblende, Biotit, auch wohl Kaolinconcretionen umschliesst und meist aschenartiges Auswurfsmaterial darzustellen scheint. Die Masse ist manchmal mit kohlensaurem Kalk imprägnirt, der sich bei Behandlung mit HCl durch Brausen zu erkennen gibt; dabei löst sie sich, wie bei dem massigen Phonolith zum Theil unter Abscheidung von Kieselsäuregallerte auf. — Phonolithconglomerat besteht aus eckigen und abgerundeten, meist ziemlich deutlich begrenzten Fragmenten von Phonolith, die durch feinzerriebenen Phonolithschutt oder durch ein kalkig-thoniges Cäment verbunden sind.

Diese klastischen Phonolithgesteine lagern meist am Fuss der Berge von festem Phonolith: In der Rhön in dem Thal zwischen der Milseburg, dem Schafstein, der Teufelswand und der Abtsroder Kuppe als ansehnliche Ablagerung. Im Hegau (vgl. Walchner, Handb. d. Geogn. 2. Aufl. 81; Quenstedt, Epochen d. Natur 174; G. Leonhard, Geogn. Skizze d. Grh. Baden 38; v. Cotta, N. Jahrb. f. Min. 1853. 684; v. Fritsch, ebendas. 1865. 668; Stöhr, ebendas. 1866. 72; Penck, Z. geol. Ges. 1879; 544; Föhr, Die Phonolithe d. Hegaus 1883; Cushing u. Weinschenk, Min. u. petr. Mitth. XIII. 1892. 35); die sandige bis erdige, dichte bis feinkörnige Masse entwickelt nicht selten eine Art von Pisolithstructur, indem festere rundliche Körnchen von Linsen- oder Haselnussgrösse zahlreich darin liegen, die in der Regel einen Krystall von Glimmer, Feldspath u. s. w. in sich enthalten. Die grauen Tuffe am Hohentwiel liefern bei der Verwitterung kugelige sphaeroidische Massen von concentrisch-schaliger Structur. Der Hauptbestandtheil der Tuffe ist eine äusserst feinpulverige Masse, die selbst im dünnsten Schliff matt und undurchsichtig erscheint, und wohl als zersetzte Reste von feinen glasigen Aschenregen aufzufassen ist. Bisweilen liegen in den Tuffen kleine dunkle kugelige Auswürflinge von Melilithbasalt, verbreitet sind auch Fragmente namentlich von Granit und Gneiss. Sodann finden sich massenhaft basaltische Hornblende und Biotit, viele Sanidinbruchstücke,

aber auch gemeiuer Augit, Trümmer von Hypersthen, Enstatit, Plagioklas, welche dem Phonolith selbst fremd sind. Am Hohenkrähen bei Mühlhausen enthalten die Phonolithtuffe Pflanzenreste, die nach Heer mit denen der oberen Molasse der Schweiz übereinstimmen. — Im böhmischen Mittelgebirge in der Gegend von Teplitz. — Um den Mt. Mezenc in Centralfrankreich.

Leucitphonolithtuff.

Aus diesem besteht die grosse, über 25 Quadratkilometer bedeckende und zusammenhängende Tuffmasse westlich vom Laacher See, welche n. bis über Kempenich und Engeln, s. bis nach Obermendig, w. bis Weibern und Volkesfeld, ö. bis Bell und Wehr reicht. Von Dressel wurde schon vermuthet und später von Busz eingehend begründet, dass diese Tuffe nicht trachytischer Natur sind und mit dem Trass des Brohlthals nichts zu thun haben, sondern zu den benachbarten Eruptionen von Leucitphonolith gehören (Olbrück, Engeln, Rieden, Bell, vgl. Bd. II. 464). Der mehr lockere oder feste, gröber oder feiner körnige Tuff mit verschiedenen Tönen von gelb oder bräunlich wird oft zum grössten Theil aus hellen Bimssteinbrocken, bis haselnuss- oder wallnussgross, zusammengesetzt; u. d. M. erweist sich dieser Bimsstein als poröses Glas mit Ausscheiduugen von namentlich Leucit, auch Augit, bisweilen Nephelin oder Nosean; vielfach besteht der Bimsstein vorwiegend aus Leucitkörnchen mit Glasstriemen dazwischen. Ausser diesen Bimssteinstücken liegen in dem Tuff Fragmente von Leucitphonolith, Devonschiefer, Basalt, Quarz. Die verbindende Tuffmasse wird hauptsächlich aus Glastheilchen und Leucitkryställchen gebildet; letztere erreichen bis Stecknadelkopfgrösse uud sind häufig charakteristisch schneeweiss verwittert. Ausserdem treten noch dem blossen Auge Krystalle und Fragmente von Augit, Fetzen von Glimmer, Sanidin, Nosean, Nephelin, Titanit hervor. Hornblende fehlt bezeichnender Weiso ganz. Das Leucitbimssteinglas ist in Säuren zersetzbar; die Bimssteinpartikel im Tuff von Bell ergaben 94,85 % an löslichen Bestandtheilen, und auch von dem Tuff bei Weibern (sog. Weiberstein) gingen nicht weniger als 87,80 % in Lösung.

Leucitphonolithtuff: I. vom Gänsehals; II. vom Schorenberg; III. von Bell. — Bimsstein aus diesem Tuff: IV. vom Gänsehals; V. von Rieden (III. von F. Hammer bei G. Bischof, die übrigen von Busz).

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	54,15	52,24	58,73	53,25	50,95
Thonerde	22,26	21,08	18,34	24,20	21,43
Eisenoxyd	3,18	4,41	3,82 FeO	3,37	3,50
Kalk	2,71	2,68	1,21	1,03	4,87
Magnesia	0,80	0,60	1,25	Spur	Spur
Kali	5,75	6,43	4,77	5,48	6,66
Natron	4,05	4,58	4,36	5,73	2,81
Wasser	6,43	8,33	6,20	6,64	10,20
Chlor	Spur	0,08	—	Spur	Spur
Schwefelsäure	—	Spur	—	—	—
	99,33	100,43	98,68	99,70	100,42

vom Rath, Z. geol. Ges. XVI. 1864. 75.
v. Dechen, ebendas. XVII. 1865. 136.
F. Zirkel, ebendas. XX. 1868. 136.
Dressel, N. Jahrb. f. Min. 1870. 561.
Busz, Verh. naturhist. Ver. preuss. Rh. u. W. 1891. 209.

Ein eigenthümliches Trümmergestein bildet den 2180 Fuss über der Ebene von Rom emporragenden Felsen Rocca di Papa im Albanergebirge; es besteht aus Leuciten und Augiten, welche meist ohne Cäment mit einander verbunden sind. Die kleinen Leucite bieten deutlich ausgebildete Formen dar, sind aber gewöhnlich mehlig zersetzt, die Augite grössere, längliche Krystalle; trotz der das Gestein allerorts durchziehenden eckigen Hohlräume ist es von bedeutender Festigkeit (L. v. Buch, Geognost. Beobb. auf Reisen II. 75).

Bimssteinconglomerat.

Die folgenden, vorwiegend aus Bimssteintheilen bestehenden Massen sind unter den üblichen Namen Bimssteinconglomerat und Bimssteintuff zusammengefasst, wobei an diesem Orte davon abgesehen wird, dass der Bimsstein selbst die schaumige Glasform recht verschiedener, bald sehr kieselsäurereicher, bald viel kieselsäureärmerer Gesteinsmischungen darstellt (vgl. II. 269).

Das Bimssteinconglomerat besteht der Hauptsache nach aus eckigen Fragmenten und rundlichen Geröllen von Bimsstein, mit welchen nicht selten Bruchstücke von Obsidian, Perlit, Rhyolith und Trachyt vermengt sind. Die Verbindungsweise der klastischen Elemente ist eine mehrfache: bald ist kein deutlich sichtbares Bindemittel vorhanden, sondern die Bimssteine liegen so eng an einander gefügt und in einander geflösst, dass die Masse gar kein conglomeratartiges Aussehen besitzt und nur die verschiedene Richtung der Fasern bei den einzelnen Bimssteinstücken ihre Zusammensetzung aus klastischen Elementen offenbart; derlei Gesteine erscheinen bei Sirok im Hewerer Comitat in Ungarn. Bei anderen Bimssteinconglomeraten sind die Bimssteintrümmer entweder unmittelbar lose mit einander verbunden oder durch ein erdiges tuffartiges, meist aus fein zerriebenem Bimssteinschutt bestehendes Bindemittel mit einander verkittet. So z. B. in den von den Vulkanen um den Laacher See stammenden Bimssteinablagerungen im Becken von Neuwied, Engers, Bendorf am Rhein. Sehr verbreitet am Südrande der Karpathen in Ungarn, wo diese Gebilde bei St. Peter eine Mächtigkeit von 120 Fuss erreichen.

Gewisse Bimssteinconglomerate aus Ungarn (namentlich um Schemnitz am alten Schloss und bei Tallya unweit Tokaj), welche auch Perlit- und Rhyolithbruchstücke enthalten, besitzen ein glasig obsidianartiges Cäment, in welches diese klastischen Gesteinselemente allmählich verfliessen. Solche Conglomerate scheinen sich rücksichtlich ihrer Entstehung an die Trachytconglomerate mit massigem Trachytbindemittel (S. 674) anzuschliessen.

Bimssteintuff.

Gelblichweiss und graulichweiss gefärbte, erdige oder dichte, aus sandartig bis staubartig zerriebenen Bimssteintheilchen zusammengesetzte Masse, welche auch gewöhnlich kleine, mehr oder weniger deutlich erkennbare Bröckchen von Bimsstein, Trachyt, Sanidinkörner, Glimmerschuppen oder Magnetitkörner ent-

hält. Die feinsten und reinsten Bimssteintuffe erscheinen thonartig oder mergelig, fast wie Kreide oder Tripel. In manchen hat sich der feine Staub zu kleinen Kügelchen von concentrisch-schaliger Structur zusammengeballt, zu sog. Pisolithen, ganz denen ähnlich, wie sie sich jetzt noch bilden, wenn es bei vulkanischen Aschenfällen zugleich regnet. — Über die nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingten schönen Andesinkrystalle in dem quarz- und biotithaltigen Bimssteintnff vom Fuss des Arcuentu auf Sardinien s. vom Rath, Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1885. 209.

Nieren von Jaspopal und Stammtheile, zu Holzopal verkieselt, kommen in manchen Bimssteintuffablagerungen vor, letztere z. B. ausgezeichnet in denen Ungarns; sie deuten auf Kieselsäure-Abscheidung durch Zersetzung. Auch umschliessen diese Tuffe nicht selten Reste von Meeresconchylien, und Ehrenberg hat nachgewiesen, dass manche solcher Tuffe Kieselpanzer von Diatomeen bisweilen in verhältnissmässig grosser Menge enthalten (z. B. der Bimssteintuff zwischen Neapel und Puzzuoli, der vom Hochsimmer bei Mayen am Laacher See (Monatsber. Berl. Akad. 1844. 324; 1850. 351). In dem letzteren Tnff befinden sich die Infusorien im deutlich gefritteten Zustand, wie man sie durch Glühen der Infusorienerden im Ofen erhält. Nach Eckhard finden sich auch in den Bimssteinlagern im Lahnthal bei Marburg Infusorienkieselpanzer (Pogg. Ann. LXXIX. 322).

Bimssteinconglomerat und Bimssteintuff sind räumlich eng mit einander verbunden; die Hauptlagerorte sind: Am Rhein in den Umgebungen des Laacher Sees, namentlich im Becken von Neuwied. Nach v. Dechen finden sich die Bimssteintuffe zerstreut über ein 40 Quadratmeilen grosses Gebiet (Geogn. Führer zu d. Laacher See 1864. 445). — In Ungarn in den Umgebungen von Schemnitz, Neusohl und Tokaj in weiter Ausdehnung gelagert (Beudant, Voyage min. en Hongrie III. 427). Die zu thonigen Massen zersetzten feinen Bimssteintuffe enthalten die Holzopale. — Rhyolithische bimssteinreiche Tuffe (sog. Cinérites zufolge Michel Lévy) sind in der Umgebung des Mont Dore in Frankreich weit verbreitet (Bull. soc. géol. (3) XVIII. 1890. 789. 799).

Zu diesen Bimssteintuffen gehören auch die in der Umgegend von Neapel unter dem Namen Pausilipptuff oder Posiliptuff (weil sich in ihnen die Grotte von Posilipo befindet) bekannten gelblichen, verhältnissmässig festen Tuffgesteine von submarinem Absatz, welche die meisten Krater der phlegräischen Felder, die ganze Bergreihe vom Capo di Chino bis zum Vorgebirge des Posilipo zusammensetzen und auch um den Vesuv und den Epomeo auf Ischia bedeutende Ablagerungen bilden. Von diesem Pausilipptuff liegen einige Analysen vor; Abich (Vnlkan. Erschein. 1841. 92) untersnchte das in Säuren Lösliche bei mehreren Varietäten, Rammelsberg veranstaltete eine Bauschanalyse des Tuffs (Mittheil. an Roth 1860), welche ergab: SiO_2 53,27; Al_2O_3 15,53; Fe_2O_3 4,37; Mn_2O_3 0,54; CaO 3,10; MgO 0,68; K_2O 8,22; Na_2O Spur; H_2O 9,84; CO_2 3,16 (98,71). Das spec. Gew. eines gelben Pausilipptuffs ist nach Abich 2,456; eines weissen 2,521; eines vom Epomeo auf Ischia 2,527. In den Tuffen beobachtet man Sanidin, Augit, ab und zu Magnetit, Biotit, Fragmente von Trachyt,

Obsidian, Bimsstein, auch wohl von Leucitgesteinen. Mit diesem Pausilipptuff steht auch Manches der Puzzolan genannten Massen in Verbindung. Ein weisser zerreiblicher Bimssteintuff auf der Insel Tenerife wird dort Tosca genannt.

Bimssteingeröll und Bimssteinsand.

Lose Anhäufungen von grösseren und kleineren Bimssteinstücken sind viel verbreitet in der Umgegend thätiger und erloschener Vulkane, z. B. in Süditalien, auf Island, Tenerife, in den Umgebungen des Laacher Sees, wo sich von dem Krater des Krufter Ofens die örtlich mehr oder weniger verfestigten Bimsstein-auswürflinge über einen grossen Theil des benachbarten Rheinthals verbreiten.

Die auf dem Westerwald und im Lahngebiet bis nahe an die Vorberge des Vogelsberges und des Taunus verbreiteten Bimssteinsande wurden von Sandberger, anfänglich auch von v. Dechen u. A. (vgl. F. R. Schäfer, Die Bimssteinkörner bei Marburg in Hessen u. deren Abstammung aus Vulkanen d. Eifel, Marburg 1851, auch Journ. f. pr. Chemie 1851. LV. 18) aufgefasst als von Ausbrüchen aus diesem Vulkangebiet des Laacher Sees herrührend; v. Dechen und Angelbis haben sich später gegen diesen Zusammenhang erklärt und die Überzeugung gewonnen, dass der Bimssteinsand des Westerwaldes, wie zuerst Angelbis beobachtete, durch Basalt überlagert werde (welcher hier viel älter ist, als die Laacher Vulkane) und daher als tertiäres Schichtenglied dem Westerwalde selbst angehöre, wenn auch dort vorläufig noch keine Ausbruchsstelle desselben nachzuweisen ist (Z. geol. G. XXXIII. 1881. 442; Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1881. 393); Sandberger hält dagegen namentlich auf Grund der Übereinstimmung des Materials und der vorhandenen Mineralien an der Herkunft des westerwälder Haupt-Bimssteins aus der Gegend des Laacher Sees fest (ebendas. 1882. 146 und 806; 1884. 122), erkennt aber an, dass es ausser diesem oberflächlich so verbreiteten pleistocänen noch local ältere tertiäre Bimssteinsande von specifisch westerwälder Ursprung gebe. Gümbel betonte ebenso die völlige Übereinstimmung des Bimssteinsandes von Ems mit dem des Laacher Sees (Sitzgsber. Münchener Akad. 1882. 236). Für ein zwiefaches Alter dieser Bimssteine und die Abstammung der bei Görzhausen in der Gegend von Marburg lagernden vom Laacher See spricht sich auch Brauns aus (Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 234); in Übereinstimmung damit fand er in dem Bimssteinsand von Gisselberg s. von Marburg auch blauen Haüyn (ebendas. XLIV. 1892. 149). — Gewaltige Massen von lockerem Bimssteingeschütt, aus kleineren Stücken und grösseren Blöcken von 3—6 Fuss Durchmesser bestehend, lagern an den Ufern des Taupo-Sees auf der Nordinsel Neuseelands, wo sie stellenweise 2—300 Fuss Mächtigkeit erlangen (v. Hochstetter, Geol. v. Neuseeland 1864. 107).

Basaltconglomerat.

Eckige und abgerundete, meistens etwas verwitterte Bruchstücke basaltischer Gesteine von verschiedener Grösse sind durch ein Bindemittel zu einem mehr oder weniger festen Gestein verbunden. Die Basaltfragmente erreichen nicht selten die Dimensionen mächtiger Blöcke, neben ihnen erscheinen auch oft Bruchstücke anderer Gesteine in dem Conglomerat. Das meist erdige und weiche bis zerreibliche, schmutzig rauchgraue, mitunter gelblich oder röthlich gefärbte

Bindemittel besteht am gewöhnlichsten aus feinklastischem Basaltmaterial, in welchem bald ein feingeriebener oder geschlämmter Schutt basaltischer Gesteine, bald ein aschenartiges Ejectionsgebilde vorliegt. Bisweilen hat das Bindemittel thonige oder mergelige Beschaffenheit, auch wird es aus Kalkspath oder Aragonit gebildet. Das Bindemittel der Basaltconglomerate ist nicht selten von Trümern und Adern von Kalkspath durchzogen; bei einigen Vorkommnissen (z. B. Montecchio maggiore im Vicentinischen) umschliesst es zahlreiche verkieselte oder verkalkte Conchylien. In Holzopal oder Kalkspath umgewandelte oder verkohlte Holzstücke sind auch nicht selten (z. B. am Hohen Seelbachskopf im Siegenschen). — Gewisse sog. Basaltbreccien, wie sie z. B. die Salbänder von Gängen darstellen, sind eine Verkittung fremder Bruchstücke durch massigen normalen Basalt und gehören zu den eruptiven Reibungsbreccien (vgl. Quarzporphyrbreccie S. 653, Augitporphyrbreccie S. 669).

Basalttuff.

Der Basalttuff ist ein Basaltconglomerat in feinerem Zustande. Ein feinkörniges dichtes oder erdiges und meist ziemlich zersetztes klastisches Basaltmaterial von gewöhnlich schmutziggrauer oder gelblichbrauner Farbe, oft mit Körnern und nussgrossen Brocken von basaltischen Gesteinen, welche sich ebenfalls sehr häufig in einem vorgerückten Zustande der Zersetzung befinden, daher sie mürbe und bröckelig, schmutzig grünlichbraun oder lederfarbig erscheinen und mit ihren Contouren in das umgebende Bindemittel verfliessen. Bei den Basalttuffen und -breccien der Auvergne erscheint auch in Drusen wohlauskrystallisirter Aragonit, bisweilen Mesotyp als Cäment. Mikroskopisches über das vorwiegend aus Kalkspath bestehende Bindemittel der württembergischen Basalttuffe von Dettingen, Owen u. s. w. theilte Anger mit (Min. Mitth. 1875. 169). Manche mikroskopische Untersuchungen über Basalttuffe Böhmens und der Auvergne gab Penck in Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 549.

Der Basalttuff enthält häufig Bruchstücke von anderen in der Nähe befindlichen Gesteinen, z. B. von Kalksteinen (in der schwäbischen Alb), auch Krystalle und Krystallfragmente von Olivin, Augit, Hornblende (bei Dobra in Ungarn an der steierischen Grenze Hornblendebomben mit 11 cm breiten, 9 cm hohen Krystallen), Glimmer, Magnetitkörner; lebhaft rubinrothe Zirkonkryställchen fand Hornstein in den Basalttuffen unmittelbar bei Cassel; die grösseren eingehüllten Krystalle besitzen oft einen ganz schmalen Rand von basaltischer Materie um sich. Ferner finden sich in den Basalttuffen an mehreren Stellen rundliche Bomben, welche aus Olivin allein oder aus vorwaltendem Olivin mit zahlreichen anderen Mineralien bestehen; vgl. dar. II. 931. Im basaltischen Tuff der Dornburg bei Frickhofen unfern Hadamar erkannte Kosmann kleine röthliche oktaëdrische Krystalle, welche er mit den mikroskopischen, als Spinell geltenden für identisch hält, die so oft von den Olivinen umschlossen werden (Niederrhein.

Ges. zu Bonn, 1869. 79. 144). — Adern, Lagen und Nester von Steinmark, Grünerde, Kalkspath, Aragonit, Eisenspath, Zeolithen als Zersetzungsproducte sind keine seltene Erscheinung; auch organische Reste manchfacher Art werden von den Basalttuffen umschlossen, so Süsswasser- oder Meeresconchylien (z. B. die des mitteloligocänen casseler Meeressandes in einem Tuff an der Bismarckstrasse in Cassel), Diatomeenpanzer, Blattabdrücke, verkieselte und verkohlte Hölzer (z. B. am Hohen Seelbachskopf bei Siegen, das im basaltischen Tuff von Joachimsthal bereits im Jahr 1556 in einer Tiefe von 140 Lachtern entdeckte sog. Sündfluthholz) u. s. w. Cylindrische, stellenweise mit nadelförmigem Aragonit ausgekleidete Höhlungen in den Basalttuffen um Siegburg bei Bonn rühren nach Nöggerath von Baumstämmen und -ästen her, deren Rinde auf der Innenseite der Höhlungen Abdrücke hinterlassen hat.

Die Basalttuffe sind stets mehr oder wenig deutlich, oft unter dem Einfluss des Wassers in sehr ausgezeichneter Weise geschichtet. Ihr Material scheint theils zerkleinerter Schutt von zerstörten Basaltmassen, mehr aber noch das Product ehemaliger vulkanischer Eruptionen zu sein, ähnlich den Lapilli und dem vulkanischen Sand. Sie erscheinen fast in allen basaltischen Regionen, vergesellschaftet mit basaltischen Conglomeraten, wechsellagernd mit Basaltdecken oder eine äussere mantelförmige Hülle um Basalteruptionen darstellend. In sehr naher Beziehung stehen die Basalttuffe zu der Braunkohlenformation, so z. B. im Siebengebirge, wo sie im Verein mit Trachyttuffen (vgl. S. 675) Glieder des Braunkohlengebirges bilden, über dessen ältesten Schichten sie lagern (v. Dechen, Geogn. Führer in d. Siebengeb. 166. 241). Bei Laubach am Vogelsberg findet, wie v. Leonhard berichtet, ein siebenmaliger Wechsel zwischen Basalttuffen und Braunkohlenflötzen statt (Basaltgebilde II. 52). Ausgezeichnet sind die ebenfalls Braunkohlenflötze führenden Basalttuffe des n. Böhmens, welche dort gegen die festen Basaltmassen bedeutend vorwalten. Nach Quenstedt füllen zwischen Reutlingen und Boll in Württemberg Kalksteinbruchstücke umschliessende Basalttuffe Spalten und Klüfte im Jurakalkstein aus, welchen sie in derselben Gegend in Form von Kuppen und ausgedehnten Decken überlagern (N. Jahrb. f. Min. 1842. 306). — Vgl. noch Branco, Basalttuffe der schwäbischen Alb, Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1893. 1; Friedr. Roth, Die Tuffe d. Umgeg. v. Giessen, Inaug.-Diss. Giessen 1892. Über die basaltischen Tuffe der Auvergne vgl. v. Lasaulx, Sitzgsber. niederrhein. Gesellsch. in Bonn 1870. 48.

Al. Brongniart bezeichnete mit dem Namen Brecciole gewisse sandsteinähnliche Basalttuffe im Vicentinischen (bei Ronca, Montecchio maggiore, Monte Viale), welche zum Theil regelmässig mit Nummuliten-Kalkstein abwechseln und auch selbst organische Überreste der Nummulitenformation enthalten (Mém. sur les terrains de sédiment supérieurs du Vicentin, Paris 1823). Vgl. auch Munier Chalmas, Étude du Tithonique, du Crétacé et du Tertiaire du Vicentin. Paris 1891.

Peperin. Das ursprünglich mit dem Namen Peperin bezeichnete Gestein ist ein aschgrauer Tuff aus dem Albaner Gebirge bei Rom, welcher zahllose, oft so dicht gedrängte Einschlüsse enthält, dass das erdig erscheinende Cäment beinahe verschwindet. Wegen des pfefferkornähnlichen Hervortretens jener vielfach dunkeln Partikel aus der helleren Bindemasse ist der Vulgärname entstanden. Diese Einschlüsse sind theils wohlgebildete Krystalle, theils Gesteinsblöcke, theils endlich eigenthümliche Mineralaggregate. Unter den Krystallen sind zu erwähnen:

Augit (der auch in fingergrossen gerundeten Stücken von bouteillengrüner Farbe und wie angeschmolzener Oberfläche vorkommt), Glimmer in mehr als zollgrossen sechsseitigen Blättern, Magnetit, Olivin in Körnern, Leucit, selten Sanidin. Die umhüllten Gesteinsbruchstücke, von geringen Dimensionen bis zu mehreren Fuss gross, bestehen aus sog. Leucitophyr, Kalksteinen, Dolomiten, wasserhaltigen Magnesiakalken, dicht oder grobkörnig marmorartig. Die eingeschlossenen Mineralaggregate sind bald den vesuvischen Vorkommnissen überaus ähnlich, bald dem Albanergebirge eigenthümlich, bald auch denen des Laacher Sees analog. Die häufigsten Gemenge bestehen aus grünem Augit und grünlichbraunem Glimmer; hinzu treten zuweilen kleinkörniger gelber Olivin, Magnetit, Leucit, Melanit, gelber Granat, schwarze Spinelloktaëder, farblose Melilithprismen, himmelblauer und bläulichgrüner Haüyn (welcher auch mit Granat und Glimmer Gemenge, sowie im fast reinen Zustand faustgrosse feinkörnige Massen bildet), ferner farbloser, weisser oder lichtgrünlichweisser Sodalith. Andere Aggregate bestehen wesentlich aus körnigem Leucit, zu welchem sich Wollastonit, Melanit gesellen, noch andere aus Titanit, Sanidin, Glimmer, Augit und Hornblende, oder aus Sanidin, Magnetit, Hornblende und farblosem Sodalith; letztere sind denen des Laacher Sees sehr ähnlich (vom Rath, Z. geol. Ges. XVIII. 1866. 540). Die erdige Grundmasse des Peperins besteht zufolge Penck (Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 556) aus einem dichten Filz poröser, meist farbloser Glasscherbchen, welche zahlreiche kleine Leucite und Augite umschliessen; verkittet werden dieselben durch eine graue erdige Substanz, welche auch in den Hohlräumen auftritt. — Der Peperin verbreitet sich über eine elliptische Fläche, deren Mitte der Albaner See einnimmt. Im Centrum, wo der Seekessel ganz darin eingesenkt ist, hat die Peperinmasse eine Mächtigkeit von wenigstens 6—800 Fuss, während gegen die Peripherie des Verbreitungsbezirks die Mächtigkeit bis auf wenige Fuss schwindet.

L. v. Buch, welcher die erste ausführliche Beschreibung dieses Gesteins gab (Geogn. Beob. auf Reisen u. s. w. II. 70), hielt dafür, dass Eruptionen von vulkanischer Asche, Glimmerkrystallen, Kalksteinstücken und Basaltblöcken zu demselben das Material geliefert haben, welches auf dem Boden des Meeres verkittet und erhärtet sei. Im Gegensatz dazu führte Ponzi aus, dass der im Albaner Gebirge vorkommende Peperin als eine Schlammlava zu betrachten sei, deren Eruptionspunkt man am Abhang des Monte Cavo suchen müsse, von wo wiederholt Ströme ausgebrochen seien und sich schichtweise in weiter Ausdehnung übereinander gelagert hätten. Ein anderer, etwas mehr lockerer Peperin wurde später durch Branco beim Dorfe Patrica in dem alten Hernikerlande unweit Frosinone aufgefunden und beschrieben (N. Jahrb. f. Min. 1877. 571).

Sehr richtig bemerkt Naumann: »Ähnliche Gesteine, welche in einer braunen, grauen oder rothen wackenähnlichen Grundmasse zahlreiche und oft grosse Krystalle und Krystallbruchstücke von basaltischer Hornblende, Augit, Olivin, Glimmer oder Rubellan zugleich mit Basaltfragmenten umschliessen, dürften daher gleichfalls als Peperin zu bezeichnen sein, indem man diesen Namen auf alle dergleichen tuffartigen Gesteine ausdehnt, welche durch die Menge von krystallinischen Einschlüssen ein sehr frisches, unzerstörtes und glänzendes, an wirkliche krystal-

linische Gesteine erinnerndes Ansehen erhalten und wahrscheinlich auf ähnliche Weise entstanden sind, wie der Peperin des Albaner Gebirges« (Geognosie I. 677). Von diesen Gesichtspunkten ausgehend, könnte man die durch ihren Gehalt an Rubellan, basaltischer Hornblende und Augit ausgezeichneten Tuffgesteine von Luschitz, Kostenblatt, Schima, Luckow in Böhmen als Peperin bezeichnen. Branco ist dagegen der Ansicht, dass, wenn nicht das geognostische Vorkommen überzeugend für die Entstehung als Schlammlava spricht, man lediglich um der petrographischen Beschaffenheit willen noch nicht den Namen Peperin anwenden solle (a. a. O. 585). v. Lasaulx's sog. Pechsteinpeperit aus dem Vicentinischen (Z. geol. Ges. XXV. 1873. 325) hat wohl weder genetisch noch petrographisch etwas mit Albaner Peperin zu thun.

Dem Peperin der römischen Campagna ähnlich ist ein in unmittelbarer Nähe von Trapezunt den Leucittephrit begleitender Tuff, gelblichgrau, bisweilen röthlich, mit vielen Krystallen und Bruchstücken von Leucit und grossen Augiten (auch von grünen Hornblenden und Biotit), sodann Fragmenten von starkglasigen Modificationen des Leucittephrits und olivinführenden Leucitbasalts. Das Cäment ist eine isotrope, mehr oder weniger in Phillipsit umgewandelte Substanz (A. Lacroix, Bull. soc. géol. (3) XIX. 1891. 737).

Hier mag noch ein eigenthümlicher Tuff aus einem Seitenthal des Bjarnadalr bei der Baula auf Island erwähnt werden, welcher zum weitaus grössten Theil aus metallisch schillernden, sehr regelmässig ausgebildeten Olivinkrystallen (von einer hyalosideritähnlichen Zusammensetzung, mit 23,9 FeO, 2,73 MnO und 2,2 Fe_2O_3), Augitbrocken und einer farblosen zeolithischen Kittmasse besteht; die Olivinkrystalle, picotitfrei, wie es bei allen anderen isländischen Olivinen der Fall zu sein pflegt, lassen sich mit grosser Leichtigkeit aus dem Tuff herauslösen (Schirlitz in Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 448).

Palagonittuff.

Der Palagonittuff ist ein zuerst von Sartorius v. Waltershausen bei Palagonia in Sicilien beobachteter basaltischer Tuff, welcher zahlreiche Körner und Brocken der von ihm Palagonit genannten Substanz umschliesst. Dieser Palagonit bildet amorphe weingelbe, röthlichgelbe, gelblichbraune bis braunschwarze Partieen, die im Äusseren an Kolophonium oder Pechstein erinnern, mit Glasglanz oder Fettglanz, muscheligem Bruch, Spuren von Pelluciditát, einer Härte zwischen 4 und 5 und einem spec. Gew. von ungefähr 2,5. Verdünnte HCl zersetzt den Palagonit rasch unter Gallertbildung, v. d. L. schmilzt er leicht zu einer schwarzen magnetischen Perle. Er ist ein wasserhaltiges Silicat von Fe_2O_3, Al_2O_3, CaO, MgO, K_2O und Na_2O, aber die chemische Zusammensetzung dieser amorphen Substanz ist, wahrscheinlich in Folge ursprünglicher Abweichung und nachträglich eingetretener Zersetzung sehr wechselnd und keineswegs durch eine gemeinsame Formel darzustellen. Zudem wird auch die Ermittelung der wirklichen chemischen Zusammensetzung des Palagonits dadurch erschwert, dass, wenn auch die häufig beigemengten Feldspath- und Augittheilchen von der Säure unangegriffen zurückbleiben, die darin vorhan-

denen, mechanisch untrennbaren Olivine und Magneteisentheilchen mitzersetzt werden und das chemische Bild des Palagonits verdnnkeln.

Der Palagonit bildet nun meistens eckige Körner und grössere Brocken in braunen basaltischen Tuffschichten, welche ausserdem aus Bruchstücken von Basalten, Anamesiten, Mandelsteinen und Fragmenten von Krystallen, die für diese Gesteine charakteristisch sind, bestehen; S. v. Waltershansen konnte in dem sicilianischen P. von Aci Castello deutlich ausgebildete Olivinkryställchen wahrnehmen. Meistens gibt der Palagonit als vorwaltender Bestandtheil das Verkittungsmittel für dieses klastische Gesteinsmaterial ab; bisweilen, z. B. sehr ausgezeichnet an dem Weideplatz Seljadalr zwischen Reykjavík und dem Thingvellir-See auf Island, setzt er einzig und allein das Gestein zusammen (sog. Palagonitfels). Oft dagegen ist der P. auch ungemein fein in den Tuffen nnd znsammengebackenen Aschen vertheilt, so dass dieselben dem blossen Ange als gänzlich frei davon erscheinen, und die kleinen, honiggelben oder bräunlichen kolophoniumähnlichen Körnchen darin nur unter der Loupe oder im Dünnschliff hervortreten.

An manchen Punkten sind Conchylien, Diatomeenpanzer und andere organische Überreste in den Palagonittuffen nachgewiesen worden, z. B. auf Island (Fossvogr bei Reykjavík, Hallbjarnastadr-Kambr im Nordland), auf Sicilien bei Militello im Thal gegen Scordia zu, im Fondo di Gallo, wo ungefähr 100 Arten tertiärer Mollusken, grösstentheils im vortrefflichsten Erhaltungszustand, von den Palagonittuffen umschlossen werden.

Was die specielle chemische Analyse der P.tuffe anbelangt, so ist immer nur die ausgesonderte palagonitische Substanz und auch diese nur soweit sie von Säuren zersetzt wird, untersucht worden. Die folgenden Analysen sind nach Abzug des Rückstands, welcher aus mechanisch untrennbaren fremden Gesteins- und Mineralelementen besteht, auf 100 reducirt. Die Palagonite enthalten nach Bunsen nur Fe_2O_3, nie FeO. Unter den Verunreinigungen des isländischen und des sicilianischen P. findet sich nicht selten kohlensaurer Kalk.

I. Palagonia im Val di Noto, Sicilien, tief dunkelbraun (S. v. W.), Rückstand 10,99, halbzersetzter Labradorit und viel Augit.
II. Aci Castello, Sicilien, hellkolophoniumbraun, olivinhaltig (S. v. W.), Rückstand 6,65, Augit, Feldspath, weisse Körnchen.
III. Seljadalr, zwischen Reykjavík und dem Thingvellir-See, Island, schwarzbraun bis gelbbraun mit einzelnen Olivinen (Bunsen), Rückstand 4,11.
IV. Laugarvatnshellir zw. dem Thingvellir-See und dem Geysir, Island (Bunsen), Rückstand 2,32.
V. Galapagos-Inseln, Kratergestein (Bunsen), Rückstand 2,19.
VI. Beselicher Hof bei Limburg an der Lahn, honiggelb bis röthlichbraun, ein Theil der Kieselsäure ist als Opal beigemengt (Sandberger), Rückstand 2,10.
VII. Java, hellbraun, sehr weich und sandsteinartig mit kleinen Augitkryställchen (Prölss 1864), Rückstand 19,50.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure . . .	41,26	36,97	38,96	41,28	36,93	48,96	37,57
Thonerde . . .	8,60	7,79	11,62	11,03	11,56	9,94	15,18
Eisenoxyd . . .	25,32	21,02	14,75	13,82	10,71	10,54	13,07
Kalk	5,59	5,31	9,13	8,75	7,95	4,98	6,02
Magnesia	4,84	4,82	6,29	6,49	6,28	3,04	5,58
Kali	0,54	0,94	0,72	0,65	0,78	0,83	2,17
Natron	1,06	7,23	0,68	0,62	0,55	1,04	0,79
Wasser	12,79	15,92	17,85	17,36	25,24	20,67	19,60
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Was nun die speciellere Natur und Entstehungsweise des P. anbetrifft, so seien zuerst die beiden älteren, von Bunsen und von S. v. Waltershausen aufgestellten Ansichten erwähnt, die später zu Gunsten einer dritten aufgegeben oder modificirt wurden, welche Rosenbusch auf Grund seiner mikroskopischen Untersuchungen entwickelte.

Bunsen gelangte bei seiner Untersuchung der isländischen Vorkommnisse zu der Ansicht, dass Palagonitsubstanz bei höherer Temperatur durch Einwirkung von augitischen Gesteinen auf Kalk entstehen könne und es gelang ihm auch in der That P. mit allen chemischen und mineralogischen Kennzeichen des isländischen darzustellen, indem feingeriebenes Basaltpulver in einen grossen Überschuss von geschmolzenem Kalihydrat eingetragen und das gebildete überschüssige Kalisilicat mit Wasser übergossen wurde; er hielt die ursprüngliche Palagonitsubstanz demnach für eine metamorphische Masse, entstanden durch die Reaction glühender Augitlaven auf sehr kalk- und alkalienreiche Gesteine; letztere sollen aus einem besonderen nunmehr erloschenen Herde stammen, welcher in der älteren Periode neben dem pyroxenischen und trachytischen Herde (I. 658) thätig gewesen sei. Die Palagonittuffe seien submarine Zusammenschwemmungsgebilde von zertrümmerten, auf solche Weise entstandenen Palagonitmassen. Obschon local derlei Umwandlungen zu P. unzweifelhaft vorkommen können, wie die Lavaströme von Porto Praja auf den Capverdischen Inseln, welche über Kalkgesteine fliessend, mit ihnen diese Substanz erzeugten, deutlich beweisen, so ist doch, wie man schon früh hervorhob, die Annahme ausgeschlossen, dass die ungeheuren Palagonitmassen, welche in Island aufgehäuft sind, solchen kalk- und alkalienreichen Gesteinen, wie sie Bunsen voraussetzt, ihren Ursprung verdanken; man sollte erwarten, irgendwo diese ursprünglichen Gesteine anstehend zu finden, wo sie noch nicht solche Metamorphose erlitten hätten, allein auf der ganzen Insel zeigt sich keine Spur von ihnen; jene Umwandlungen, an wie vielen Stellen sie auch erfolgt sein möchten, hätten doch, sich lediglich auf Contactwirkungen beschränkend, immer nur ganz geringe Palagonitmassen hervorbringen können, welche bei weitem nicht ausreichend erscheinen, um jene ausgedehnten, hunderte von Quadratmeilen einnehmenden Palagonitgebirge Islands aufzubauen.

Sartorius v. Waltershausen betrachtete andererseits den Palagonit als erst innerhalb der betreffenden Tuffe entstanden und die Palagonittuffbildung in der Weise vor sich gegangen, dass feingeriebene vulkanische Aschen während einer längeren Submersion unter Meerwasser durch Umsetzung der basischeren Bestandtheile zu Palagonit nach der Art eines hydraulischen Mörtels cämentirt worden seien; ein Theil derselben sei somit eine feste chemische Verbindung eingegangen, der andere in dem früheren Zustande zurückgeblieben. Damit stehe das Vorkommen der Conchylien und Infusorien in Zusammenhang, sowie die vollkommene Strati-

fication der P.tuffe, deren Schichten entweder horizontal liegen oder aufgerichtet sind, ferner der Umstand, dass P. sich in Island nur in den Tuffen findet, welche submarin gebildet wurden und stets da fehlt, wo dieselben auf dem Festland zur Ablagerung kamen. Die P.e seien gewissermassen als amorphe eisenoxydreiche Zeolithe anzusehen, aber nur solche Aschen, welche basische Feldspathe mit vielem Fe_2O_3 enthalten, Labradorite und Anorthite, seien zur Palagonitbildung geeignet, indem kieselsäurereichere Feldspathe, Oligoklase und Sanidine der Metamorphose überhaupt nicht mehr zugänglich sind; die saureren Aschenpartikelchen liegen daher meist unverändert im Palagonit. Vieler P. sei durch Aufnahme von Wasser aus einem schwarzen amorphen Mineral entstanden, welches S. v. Waltershausen Sideromelan nennt, und welches noch oft im Inneren der Palagonitkörner angetroffen wird: ein amorpher Labradorit von der Formel RO, R_2O_3, $3SiO_2$, welcher bei vorherrschendem Fe_2O_3 weniger SiO_2 enthält und aus diesem Grunde vorzugsweise leicht gelöst wird.

Auf Grund seiner mikroskopischen Untersuchung isländischer, sicilianischer, javanischer u. a. Palagonite sprach sich Rosenbusch gegen die Annahme von S. v. Waltershausen aus, dass palagonitische Substanz das (porodin-amorphe) einem hydraulischen Mörtel vergleichbare Erzeugniss einer tiefeingreifenden Metamorphose basaltischer Tuffgesteine sei. Er betrachtete dieselbe als ein unmittelbares Product vulkanischer Thätigkeit, als ein ursprünglich loses Auswurfsmaterial eines wasserreichen glasigen Gesteins, welches allerdings, soweit unsere Kenntnisse reichen, niemals in continuirlichen Strömen zum Ausbruch gelangte, sondern stets in Form von Ascheneruptionen ausgeschleudert wurde, eine Eigenthümlichkeit, welche vielleicht mit dem hohen Wassergehalt in Verbindung stehe. — Die Thatsache aber, dass die P. genannte Substanz, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, kein homogener Körper ist, sondern aus dem in körnigen Partikeln ausgeworfenen Silicatglase und dessen verschiedenen Zersetzungsproducten besteht, führte Rosenbusch bald darauf zu dem richtigen Resultat, dass die glasigen, in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit noch erhaltenen Kerne der Palagonitkörner das sind, was S. v. Waltershausen als Sideromelan bezeichnet und analysirt hatte; so wäre also des letzteren Forschers Ansicht zum Theil, wenigstens was die dem Sideromelan zugeschriebene Rolle betrifft, ganz gerechtfertigt, wenn er auch dabei die hyaline Natur dieser Substanz nicht erkannt zu haben scheint. Bemerkenswerth ist, dass der durch ihn isolirte Sideromelan nur sehr schwach wasserhaltig war (0,349 %); darnach ist es wenig zweifelhaft, dass der Wassergehalt der P.e secundär und lediglich eine Folge der molekularen Umwandlung des basischen Glases ist. Vergleicht man aber die chemische Zusammensetzung des einem schwarzen Obsidian äusserlich ähnlichen, in HCl zersetzbaren Sideromelans (48,76 SiO_2, 14,93 Al_2O_3, 20,14 Fe_2O_3, 9,51 CaO, 2,92 MgO, 2,48 Na_2O, 1,10 K_2O, 0,35 H_2O; spec. Gew. = 2,581) mit derjenigen des Tachylyts, so ist es überaus wahrscheinlich, dass der erstere selbst weiter nichts ist, als ein etwas eisenreicher Tachylyt.

U. d. M. betheiligen sich im Dünnschliff mehrere Substanzen an dem Palagonit, hauptsächlich eckige Körnchen und grössere Brocken von ledergelber bis kaffeebrauner Farbe und durchaus isotrop; um dieselben und zwischen den-

selben her winden sich als Umwandlungsproduct schmälere oder breitere Bänder einer rothgelben oder morgenrothen, ebenfalls gewöhnlich einfach brechenden, bisweilen aber auch schwach polarisirenden Masse; oft werden diese beiden Substanzen durch einen opaken ziemlich scharfen Rand gegen einander abgegrenzt, oft aber auch verzweigen sie sich gegenseitig und gehen allmählich in einander über. Sehr häufig finden sich, rings umschlossen von der ledergelben Masse, opake rundliche bis elliptische Stellen, welche ganz mit jener erwähnten Grenzzone stimmen und wie Kerne von einem morgenrothen Hof umgeben sind; sie lassen bei grösserer Dünne eine Art radialfaseriger Structur erkennen, indem von einem Mittelpunkt aus sich zahlreiche haarförmige, oft krummlinige Fasern durch eine fast wasserhelle Materie verbreiten. In den ledergelben Stellen beobachtet man häufig rundliche oder ovale Luftporen, von welchen aus sehr oft eine Umwandlung der ersteren sich vollzogen hat: um ihre Ränder ist die Substanz opak geworden und bietet dasselbe Ansehen wie die oben erwähnten Grenzränder; dann geschieht es ferner, dass der Raum der Luftpore mit opaker fester Materie ausgefüllt wird, und so entwickeln sich allmählich durch verschiedene Stadien die früheren Hohlräume in jene oben angeführten und durch die ganze Gesteinsmasse zerstreuten opaken Kerne. Wo die hellrothen Bänder breiter werden und zu ausgedehnteren Partieen zusammenfliessen, da findet man in ihrer Mitte wasserhelle, meist structurlose Stellen, welche aus ihnen nach und nach hervorgehend in keiner Weise scharf gegen sie abgegrenzt sind. Auch diese farblosen Partieen, welche in den meisten Fällen ebenfalls nicht polarisiren und nur selten eine an Zeolithe erinnernde radialfaserige Aggregatpolarisation aufweisen, sind nach Rosenbusch ein noch weiter verändertes Umwandlungsproduct des einstmals homogenen ledergelben Glases; hin und wieder mögen diese Stellen aber doch begonnen haben sich zu büscheligen Zeolith-Aggregaten zu individualisiren. Penck betrachtet diese Materie z. Th. als Kalkspath und nicht als Umwandlungsproduct, sondern als Bindemasse. Der vollständigen Zersetzung durch HCl widersteht die ursprüngliche und unveränderte ledergelbe Substanz weit länger, als es bei den rothgelben Bändern und den farblosen Partieen der Fall. — Doch nimmt die Umwandlung der Glaspartikel nicht immer den im Vorstehenden erwähnten Verlauf: Penck befand im Tuff von Cournon bei Clermont die ursprüngliche Glasmasse völlig in grüne fasrige Masse verändert und auch in sicilianischen P.tuffen betrachtet er eckige dunkelgrüne, schwach doppeltbrechende Partikel als umgewandelte Sideromelankörner; vgl. seine ausführlichen Untersuchungen über verschiedene Vorkommnisse von P. in Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 504.

Der eigentliche Sideromelan, die Muttersubstanz des Palagonits, wird in dünnen Splittern gelblichbraun, ist ganz frisch und dabei von zahllosen schwarzen Stachelchen und Körnchen durchwachsen, die sich sternähnlich, namentlich aber zu scharf rechtwinkeligen Kreuzchen zusammengruppiren, gleicht somit dadurch sehr manchen Tachylyten; auch Rosenbusch erkannte die grosse mikroskopische Ähnlichkeit zwischen dem am Hammersfjord in Island in dicken schwarzen pech-

glänzenden Stücken vorkommenden reinen Sideromelan und dem Tachylyt vom Säsebühl.

Der Palagonit ist daher kein Mineral im eigentlichen Sinne des Wortes; was damit bezeichnet wurde sind in der Form von Lapilli ausgeworfene basische basaltische Glaspartikel plus deren Umwandlungs- und Infiltrationsproducten, wobei jene Partikel schon von Anfang an eine verschiedene chemische Zusammensetzung sowie einen abweichenden Wassergehalt besessen haben können, und sich abweichend gegen Säuren verhalten. Diese Erkenntniss ist keine Veranlassung, den Namen fallen zu lassen, wie Penck für wünschenswerth hielt (vgl. auch gegen die letztere Ansicht Doss in Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 531 und Streng im N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 225). — Die Basalte, die zur Bildung des Glases das Material geliefert haben, könneu neben Feldspathbasalten auch Leucit- und Nephelinbasalte sein. Die ursprünglichen Partikel des P. mögen die verschiedensten Zwischenstadien zwischen einem rein glasigen Sideromelan und einem Basaltglas mit manchfachen krystallinischen Ausscheidungen darstellen. Was die letzteren betrifft, so findet man im P., und zwar in sehr wechselnder Menge, wobei bald das eine, bald das andere fehlt, Plagioklas (auch in den rhombischen Lamellen), gelegentlich Leucit, sehr häufig Augit, Olivin (von welchem Doss eigenthümliche Formausbildungen beschreibt), Magnetit, letzteren bisweilen nur recht spärlich, vielfach ganz fehlend. Doss beobachtete in syrischen P.en auch selbständige Picotite und Apatite, ferner hellere Glaseinschlüsse mit Bläschen im Palagonitglas. Grosse und zahlreiche Olivine mit Einschlüssen anderen Glases, welche oft in den Sideromelanbrocken liegen, gelten ihm nicht als Ausscheidungsproducte aus denselben, sondern als Festwerdungen in grösserer Tiefe, welche gewissermassen Partieen des Schmelzflusses mit sich fortgerissen hätten. R. Bréon gewahrte an grösseren Lapilli-Partikeln isländischer P.e eine auf das Centrum beschränkte krystallitische Entglasung, in der Peripherie eine rein glasige Ausbildung.

Als Infiltrationsproducte, welche die Zwischenräume zwischen den Glaskörnern verkitten und die überaus häufigen Luftblasen der letzteren erfüllen, erscheinen Calcit, Aragonit, Zeolithe u. s. w. Wie viel von den auf den Grenzen der Körner auftretenden Strängen und Bändern allemal als Umwandlungsproduct des Glases, wie viel als secundäre Cämentirungssubstanz aufzufassen ist, wird schwer entschieden. In dem P.tuff vom Beselicher Kopf schmiegt sich zufolge Penck um die einzelnen Bröckchen eine lichtgrüne traubige Substanz als Bindemittel, welche auch die Luftblasen der Glasmasse ausfüllt.

Auch die auf dem Meeresboden lagernden Theilchen basischen Glases wandeln sich unter Entstehung von Zeolithen in Palagonit mit verschiedenfarbiger Schalenstructur um; vgl. Murray u. Renard, Report on Deep-Sea Deposits (Challenger-Expedition) London 1891.

Lemberg stellte experimentell fest, dass basische Gläser (Palagonitglas, Tachylyt) schon durch reines Wasser bei 100° hydratisirt werden. Tachylyt von Gethürms hatte so nach sechsmonatlicher Einwirknng 2,43 % Wasser aufgenommen

und so fest gebunden, dass nach zweiwöchentlichem Stehen unter einer Glocke über Schwefelsäure keine Veränderung des Wassergehalts bewirkt wurde. Auch bei Behandlung mit Alkalicarbonat wird Wasser aufgenommen, Alkali gegen andere starke Basen ausgetauscht, SiO_2 z. Th. ausgeschieden (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 568).

Ausser den im Vorstehenden erwähnten Tuffen, deren relativ frische oder umgewandelte Glaspartikel der Einwirkung von HCl rasch unterliegen, kommen auch solche basaltische vor, bei denen dieses nicht der Fall ist, und die als Hyalomelantuffe bezeichnet werden könnten.

Auf der Insel Island ist der Palagonittuff ausserordentlich verbreitet. Die P.tuffe bilden, beiderseits eingefasst von grossen Basaltparticen, einen breiten Gürtel, welcher von SW. nach NO. in ununterbrochenem Verlauf die ganze Insel durchzieht, im S. seine grösste Ausdehnung gewinnend, nach N. zu allmählich sich verschmälernd. Die Hauptvulkane haben ihren Sitz in dieser Zone palagonitischer Tuffe, auch ist es namentlich das Gebiet derselben, innerhalb dessen sich die Solfataren finden, bei denen Exhalationen von schwefeliger Säure, Schwefelwasserstoff und Wasserdampf den Boden in einen heissen Brei verwandeln, den P.tuff zu Thon zersetzen und zugleich die Bildung von Schwefel, Gyps, Alaun, Eisenkies u. s. w. veranlassen (Krisuvík im SW., Reykjahlíd im NO. u. s. w.). — Auf der Insel Sicilien ist er namentlich im Val di Noto ausgebildet, bei Aci Reale und Militello.

Sartorius v. Waltershausen wies nach, dass die Basalttuffe von Wilhelmshöhe bei Cassel palagonitisch sind. Die ausgezeichnete Breccie, welche Hornstein von der Hohenzollernstrasse in Cassel beschreibt, gehört wohl auch hierher, bestehend aus matteren Brocken von lichterem Glasbasalt (mit Augit, Magnetit, Olivin), aus pechglänzenden Brocken und Körnern von löslichem Tachylytglas, isolirten oder mit dünner Basaltrinde überzogenen Krystallen von Augit, Hornblende, Olivin, Brocken von verschiedenfarbigem Kalkstein und Sandstein. Am Beselicher Kopf bei Limburg a. d. Lahn hat F. Sandberger schon früh deutlichen P.tuff erkannt.

Auch in der Eifel kommen palagonitische Tuffe vor: Lewinstein fand in den 83,14 durch Säuren zersetzbaren Procenten des Tuffs vom Niveligsberg bei Drees: SiO_2 42,59; Al_2O_3 11,80; Fe_2O_3 15,60; MgO 6,32; CaO 6,92; K_2O 0,76; Na_2O 0,46; H_2O 16,74 (101,19), eine Zusammensetzung, welche mit der der oben angeführten Palagonite recht wohl übereinstimmt. Der Tuff vom Stefflerberg wurde von E. Hussak u. d. M. untersucht und als echter Palagonittuff befunden; er enthält braune Sideromelankörner nebst der verkittenden gelben Umwandlungssubstanz und ist ausgezeichnet durch die grosse Menge der zierlichsten im Glas liegenden Leucitkryställchen, bis 0,04 mm dick; das Glas führt auch Biotit und Magnetit; das in HCl Lösliche enthält nach Mitscherlich's früherer Analyse u. a. 40,98 SiO_2, 17,23 Al_2O_3, 13,33 H_2O und 7,53 K_2O; die abweichend grosse Menge des letzteren wird hier durch den Leucitgehalt hervorgebracht. An dem benachbarten Köhlenberg bei Auel findet sich ebenfalls P.tuff. In einem Leucittuff von Bell und aus der Gegend des Gänsehals (Laacher See) beobachtete Laspeyres Leucitkrystalle, Bruchstückchen von Devongesteinen und von Leucit-Noseangesteinen, verkittet durch eine gelblichbraune dichte Masse, welche nicht zu unterscheiden sei von dem isländischen Palagonit vom Seljadalr. In der Gegend von Kempenich und am Lehrberg bei Engeln (Laacher See-Gebiet) steht brauner echter P.tuff an, welcher grosse Noseane, auch Olivine, Augit und reichlichen Magnetit umschliesst (Busz).

Nach Karl Hoffmann erscheint echter P. in dem basaltischen Tuff des Szigliget-Berges und von Leányvár bei Battina im Baranyer Comitat in Ungarn. P.tuff

mit bis nussgrossen pechschwarzen Sideromelanbrocken (in conc. heisser HCl schwer löslich mit 1,92 H_2O) lagert bei Ban im Baranyer Comitat (Hussak). Andrae fand schon 1855 P. in Tuffen von Gleichenberg in Steiermark, welche ausserdem Basalt- und Hornblendeandesitbrocken sowie Quarzkörner führen und durch Kalkspath cämentirt sind; später wurden diese Tuffe von Anger untersucht. — Von Djupadal in Schonen (Schweden) lehrte Eichstädt palagonitische Tuffe kennen, in welchen zum Theil noch rein glasige Sideromelankörner liegen; als Bindemittel erscheinen Calcit, chloritische Substanzen und Zeolithe, welche auch Poren in den Glaskörnern erfüllen.

Nach Naumann verbreitet sich im Bassin von Le Puy im Velay eine palagonitische Schlackenbreccie, oft sehr deutlich geschichtet, über einen Raum von 5 Lieues Länge und 2 L. Breite; sie ist zwar sehr zerstückelt und ragt häufig in isolirten Bergen und Felsen auf, wie bei Espaly, Ceyssac, Polignac, in den Bergen Doue und Denise und in den beiden schroffen, in der Stadt Le Puy selbst sich erhebenden Kegeln Corneille und St. Michel — alle diese Berge und Felsen sind aber nur die rückständig gebliebenen Theile einer ursprünglich stetig ausgedehnten Ablagerung. Diese »Breccie« besteht wesentlich aus erbsen-, nuss-, faust- bis kopfgrossen eckigen Fragmenten einer schwarzen feinblasigen Lava und einem gelblichgrauen oder grünlichgrauen palagonitischen Bindemittel; auch kommen Bruchstücke von Granit und Gneiss, besonders aber noch Brocken von Kalkstein und Mergel vor. v. Lasaulx untersuchte die braune wachsglänzende Palagonitmasse jener Berge in der Stadt Le Puy. Girard fand P.tuff bei Montferrier, n. von Montpellier.

Doss beschreibt sehr ausführlich die in mancher Hinsicht bemerkenswerthen Palagonittuffe vom Djebel Sês in Syrien. — Palagonitische und zwar auch supramarine Tuffe treten nach v. Fritsch und Reiss auf der Mehrzahl der Canaren auf und sind nach ihnen zweifellos veränderte Lapilli und Aschen; die Umwandlung sei nicht selten Gesteinsspalten entlang am vollständigsten, so dass man förmliche Pechsteingänge vor sich zu haben glaubt. — Lemberg analysirte P. mit glasigen Körnern von der Insel Edgecombe bei Sitka im äussersten Nordwestamerika. — Auf der Galapagos-Insel Chatam-Island hat Darwin schon sehr früh deutlichen P.tuff als kraterbildendes Gestein nachgewiesen; P. verkittet dort Schlackenfragmente und Bruchstücke von Augit- und Olivinkrystallen. — Auf der Oster-Insel im stillen Ocean werden nach Ch. Vélain nussgrosse Brocken glasreichen Basalts und Augitandesits durch braunen Sideromelan und gelben P. (welche Magnetit und Schnüre von Opalsphaerolithen enthalten) verkittet; der Sideromelan hat fast ganz die Zusammensetzung des isländischen. — Westlich vom Weihnachtshafen auf Kerguelens-Land (Roth). — Mouchketoff erwähnt P. in der grossen Basaltregion bei den Flüssen Konifoune-hol und Dzoul in der Mongolei (Gornoï Journal 1881. II. 80). — Auf Java im District Djampang-Kulon (nach Rosenbusch). — P.tuffe, vollkommen ähnlich den isländischen, erscheinen nach v. Hochstetter an den Two Brothers am Ashburton-River am Fuss des Mount Sommers auf der Südinsel von Neuseeland; bald bildet der P. nur das Cäment zahlreicher Aschentheilchen oder scharfrandiger Gesteinsbröckchen, bald besteht fast die ganze Tuffmasse nahezu vollständig aus dunkelbraunem P. — Ausgezeichnete Palagonit-(Sideromelan-)Tuffe finden sich in Nevada im Tertiärgebirge am S.-Ende der Kawsoh Mts. nahe der Overland Road, w. von den Kawsoh Mts. bei Hot Spring, und am Black Rock; sie bestehen zum grössten Theil aus Körnern und Bröckchen einer heller oder dunkler gelblichbraunen amorphen Glasmaterie, welche enorm reich ist an mikroskopischen grösseren und kleineren dunkelumrandeten meist eiförmigen Dampfporen. Stellenweise sind die Innenwände der grösseren leeren Hohlräume einer Alteration unterworfen gewesen, welche zonenweise von der Innenwand in die umgebende Masse einwärts

fortschreitet, und aus dieser ursprünglich homogenen Substanz ein kurzfaseriges Aggregat von gleichbleibender Farbe erzeugt. Der Durchschnitt durch einen solchen Hohlraum offenbart diese Structur der Wände sehr gut, obschon es nicht immer leicht ist, auf den ersten Blick den radialfaserigen Aussenring von derjenigen faserigen Masse zu unterscheiden, welche die inneren Theile und den Boden der napfförmigen Vertiefung bildet. Zwischen gekr. Nicols zeigen diese Objecte Aggregatpolarisation, ja sogar das schwarze Kreuz. Diese Faserwand der Hohlräume ist hier die einzige Umwandlungserscheinung, und jene verschiedengefärbten rothen, gelben und braunen bandähnlichen Zonen, welche in der amorphen Substanz z. B. der isländischen Vorkommnisse auftreten und verschiedene Stadien der Zersetzung (erst zu Palagonit) repräsentiren, finden sich hier nicht. Die Glasmasse in diesen Nevada-Tuffen ist daher weniger eigentlicher Palagonit, als vielmehr dem Sideromelan genähert, enthält allerdings nach Woodward's Analyse (vielleicht stärker umgewandelten Materials) 8,38 % H_2O. — Bemerkenswerth ist noch ein basaltischer Tuff von der Basalt ridge, ö. vom Grass Cañon, Pah-tson Mts., bestehend vorwiegend aus kleinen eckigen und kantigen Scherbchen und Splittern eines braunen etwas porösen Glases, in welchem nur spurenhafte krystallinische Ausscheidungen stattgefunden haben; selbst nach langem Kochen mit Chlorwasserstoffsäure gelatinirt dieses braune Glas nicht, und es gehört dieser Tuff, der zweifelsohne von vulkanischen Sand- und Aschenauswürfen abzuleiten ist, demzufolge nicht dem Sideromelan oder Tachylyt, sondern dem Hyalomelan an.

Einen braunrothen feinkörnigen Tuff aus dem Öxnadalr in Island befand Schirlitz zusammengesetzt aus farblosen, aber durch Eisenoxyd-Überzug äusserlich intensiv roth gefärbten Glassplittern (mit einem Kieselsäuregehalt von 47,4%, aber dennoch nur sehr langsam von kochender HCl angreifbar), sowie aus deren theilweiser Zersetzung hervorgegangenem gelblichem amorphem Bindemittel, welches von kalter Säure leicht gelöst wird. — Einen echten Hyalomelantuff, eine Ansammlung bräunlichgrüner Glasscherbchen, sehr porenreich und von jeder Ausscheidung frei, dabei von Säure nicht merklich angreifbar, beschrieb Wichmann von der Insel Munia, Viti-Archipel (Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 44).

Sartorius v. Waltershausen, Über die submarinen vulk. Ausbrüche d. Val di Noto. 1846. 34. Physisch-geograph. Skizze v. Island 1847. S. 86. Über d. vulk. Gest. in Sicilien u. Island 1853. 179. 424.
Bunsen, Annal. d. Chem. u. Pharm. 1847. LXI. 265; Poggend. Annal. 1851. 219.
Rosenbusch, N. Jahrb. f. Min. 1872. 151; auch Mikr. Physiogr. Miner. 1873. 141; vgl. auch F. Z., Mikr. Beschaff. 476.
F. Zirkel, P. v. Island, Preyer u. Zirkel, Reise nach Island. Leipzig 1862. 330.
James Geikie, P. der Faeröer, Transact. royal soc. Edinburgh XXV. 1882. part I. 217.
Hornstein, P. von Cassel, N. Jahrb. f. Min. 1876. 726.
F. Sandberger, P. vom Beselicher Kopf, Übersicht der geol. Verhältn. d. Herzogth. Nassau 1847. 81. 96; auch N. Jahrb. f. Min. 1850. 59.
Mitscherlich, Über die vulk. Erschein. in d. Eifel, herausgeg. v. Roth 1865. 26.
Hussak, P. d. Eifel, Sitzgsber. Wiener Akad. 11. April 1878.
Laspeyres, P. von Bell, Z. geol. Ges. XVIII. 1866. 361.
Busz, P. der Gegend von Kempenich, Eifel, Verh. nat. Ver. pr. Rheinl. u. W. 1891. 266.
Hoffmann, P. aus Ungarn, Verh. geol. R.-Anst. 1867. 209.
Hussak, P. von Ban, Ungarn, Min. u. petr. Mitth. V. 1883. 290.
Eichstädt, P. von Schonen, Stockh. geol. Fören. Förhandl. VI. 1883. 408; vgl. auch Svedmark, ebendas. 574.
Andrae, P. von Gleichenberg, Steiermark, Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 272.

Anger, P. v. Gleichenberg, Min. Mitth. 1875. 171.
Naumann, P. v. Le Puy, N. Jahrb. f. Min. 1869. 195.
v. Lasaulx, P. v. Le Puy, Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn, 21. Febr. 1870.
Delesse, P. v. Le Puy, Ann. des mines (5) XII. 1857. 170.
Girard, P. v. Montferrier, N. Jahrb. f. Min. 1853. 568; vgl. auch über den P.tuff von Montferrier Marcel de Serres und Cazalis de Fondouce im Bull. soc. géol. (2) XIX. 1862. 195.
Doss, P. vom Djebel Sês in Syrien, Min. u. petr. Mitth. VII. 1886. 522.
v. Fritsch, P. der Canaren, Z. geol. Ges. XVI. 1864. 119; v. Fr. u. Reiss, Geol. Beschr. der Insel Tenerife 1868. 344.
Vélain, P. der Osterinsel, Bull. soc. géol. (3) VII. 1879. 415.
Darwin, P. v. d. Galapagos, Geological observations on volcanic islands 1844. 98.
v. Hochstetter, Geol. v. Neuseeland. Wien 1864. 204.
Prölss, P. v. Java, N. Jahrb. f. Min. 1864. 434.
Lemberg, P. v. d. Insel Edgecombe, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 570.
Roth, P. v. Kerguelens-Land, Monatsber. Berl. Akad. 1875. 734; vgl. auch Renard, Bull. musée r. d'hist. nat. Belg. IV. 1886. 223 u. Petrology of oceanic islands 1889. 116.
F. Zirkel, P. aus Nevada, Sitzgsber. sächs. Ges. d. W. 1877. 242.
Schirlitz, Glastuff aus dem Öxnadalr, Min. u. petr. Mitth. IV. 1882. 449.

Merkwürdig sind die hier und da im norddeutschen Diluvium, z. B. bei Eberswalde, in der Connewitzer Kiesgrube bei Leipzig gefundenen glacialen Geschiebe unbekannter Herkunft, welche einen durch Kalkspath verkitteten Sand von feinen, hell- bis ganz dunkelbraunen porenreichen Glaskörnern darstellen; letztere sind eckig und zackig, meist durch stark concav gewölbte Flächen begrenzt; der Gehalt an SiO_2 beträgt 47—48 %, von conc. HCl wird das Glas nicht merklich angegriffen; nur äusserst spärlich sind kleine Fragmente von Quarz, Plagioklas und Augit hinzugemengt (Neef, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 496).

Im Anhang an die klastischen Gesteine der Trachyt- und Basaltgruppe sind noch die klastischen Gesteine der Laven zu erwähnen, welche zwar ihrem Bestande nach mit jenen übereinstimmen, indem sie trachytischer, oder wie es vorwiegend der Fall ist, basaltischer und andesitischer Natur sind, indessen wegen der Art und Weise ihres Vorkommens, sowie ihres Ursprungs aus erhaltenen Vulkanen von den beiden zuletzt betrachteten Gruppen klastischer Gesteine getrennt werden mögen. Dass nicht nur die verschiedenen Formen der Lava (feste Strommasse, Schlacke, Sand, Asche) eine gleiche chemische Zusammensetzung haben, sondern dass dieselbe bei einer und derselben Eruption sich auch vom Anfang bis zum Ende gleich bleibt, dies haben u. a. die Untersuchungen von Silvestri gelegentlich der Aetna-Eruption von 1865 erwiesen (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1870. 270).

Diesen Vulkanschutt, welcher ein Hauptmaterial zum Aufbau der Vulkane abgibt, kann man füglich in gröberen und feineren eintheilen.

Gröberer Vulkanschutt.

Vulkanische Blöcke. Ungestaltete, von Vulkanen ausgeworfene Blöcke, mehrere Fuss im Durchmesser haltend, mitunter von colossalen Dimensionen liegen lose übereinander aufgehäuft, stellenweise zusammengeschweisst oder durch vulkanische Asche, auch wohl durch spätere Absätze verkittet. Im October 1822 warf der Vesuv Blöcke bis zu 8 Fuss Durchmesser aus. Sie haben häufig eine schlackige Rinde, meist eine schwammige oder blasige Beschaffenheit, während ihr Kern nicht selten ein phanerokrystallines Gefüge besitzt, und ahmen so im Kleinen dieselbe Verschiedenheit in der Ausbildung nach, welche die Lavaströme im Grossen aufweisen. Unter den Auswürflingen der Eruption 1888—90 der Insel Vulcano waren Stücke von beträchtlichem Umfang, die wegen ihrer rissig-aufgesprungenen Oberfläche Brotkrustenbomben hiessen. Nach Junghuhn bestehen die Lavaströme der neueren Zeit auf Java lediglich aus aneinandergereihten Blöcken und dringen schon in diesem zerstückelten Zustande aus dem Krater heraus (doch liefern, wie Fennema im N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 87 mittheilt, der Semeru und Lemongan auch wirkliche compacte geflossene Laven); R. v. Drasche führt an, dass etwas Ähnliches bei den seltenen und kleinen Lavaströmen Luzons der Fall ist (Fragm. z. Geol. d. Insel Luzon, 1878. 71).

Schlackenkuchen sind scheibenförmige platte Lavamassen, welche beim Niederfallen noch plastisch waren und sich daher auf dem Boden breitdrückten, bevor sie erstarrten. Vulkanische Bomben heissen jene rundlichen, eiförmig, birnenförmig oder keulenförmig gestalteten, bisweilen mit einem kurzen Schweif versehenen faust- bis kopfgrossen Lavamassen, welche im noch halbflüssigen Zustande während ihres Fliegens in der Luft durch eine rasch rotirende Bewegung solche Gestalt erlangten (Vesuvsthränen der Neapolitaner). Manchmal zeigen sie auch gewundene Gestalten; bisweilen erscheinen auf der Oberfläche ringförmig parallel verlaufende Rippen oder Wülste wie sie Darwin z. B. an Obsidianbomben beobachtete (Observ. on volc. isl. S. 36), und auch Stockes beschrieb (N. Jahrb. f. Min. 1836. 80). Das Innere dieser Bomben ist gewöhnlich dicht, enthält aber auch nicht selten Blasen, welche in dem Centrum am grössten und zahlreichsten zu sein pflegen; die äussere Rinde ist fast stets ganz compact ausgebildet (vgl. Leop. v. Buch, Geogn. Beobb. auf Reisen II. 51).

Über sehr merkwürdige Obsidianbomben von mehreren Orten Australiens berichtete Stelzner in Z. geol. Ges. XLV. 1893. 299. Dieselben sind ca. 4 cm gross und kleiner, von schwarzem, an dünnen Kanten gelblichbraun durchscheinendem Glas (von mikroskopischen Devitrificationsproducten ganz frei), mit dem sp. Gew. 2,41—2,52; eine Bombe, die auf Wasser schwamm, ergab sich als eine aus compactem Glas bestehende dünnwandige Hohlkugel. Die übliche Gesammtform ist im Allgemeinen kugelig oder ellipsoidisch, doch zeigt sich eine Gliederung in eine grössere flache und in eine kleinere aber steiler gewölbte Hälfte, wobei bisweilen gewissermassen die kleinere Calotte ein Stück in die grössere

hineingedrückt ist. Ferner erscheinen auf den grösseren flacheren Hemisphaeren 4—6 rippenförmigo aequatoriale und parallele Wülste, endlich besitzt die Oberfläche viele napfförmige Grübchen und Netzwerke von Furchen. Jene Zusammensetzung und diese Oberflächensculptur wird von Stelzner durch den Widerstand erklärt, auf welchen die ausgeschleuderte Lava bei ihrem Fluge durch die Luft stiess; die Rippen sind erstarrte, nach hinten gedrängte Stauchungswellen, die Grübchen haben ihre Analogie bei den Meteoriten. Stelzner bemerkt, dass die von Beudant 1822 beschriebenen Obsidianbomben aus dem Patko-Gebirge zwischen Eperies und Tokaj das getreueste Ebenbild der australischen darstellen. Nach Wichmann kommen ähnliche Obsidianbomben in den Zinnseifen der Insel Billiton vor (ebendas. 518).

Lapilli (bei den Neapolitanern auch Rapilli), theils eckige, theils abgerundete, haselnuss- bis wallnussgrosse Schlackenbrocken von poröser und blasiger Beschaffenheit und brauner oder schwarzer Farbe, mitunter gemengt mit Krystallen und Krystallfragmenten von Augit, Leucit u. s. w. sowie Bimssteinstückchen; sie liegen bald lose aufeinandergeschüttet, bald sind sie durch feineren vulkanischen Schutt zu einer lockeren Masse verbunden.

Die den Eruptionscanal oder den Krater füllende Lava wird stossweise von den aus der Tiefe heftig emporsteigenden Dampfmassen durchbrochen, welche von dem oberen Theil rothglühende, halbflüssige Lavaklumpen mit sich reissend, dieselben hoch in die Luft schleudern; als Lavablöcke, als Schlackenkuchen, als vulkanische Bomben fallen sie in mehr oder weniger erstarrtem Zustande und wegen ihrer Schwere gewöhnlich in unmittelbarer Nähe des Vulkans zu Boden. Die unzähligen kleineren Lavabrocken und -bröckchen, welche zugleich mit diesen grösseren Massen ausgeworfen werden, liefern beim Erkalten die Lapilli.

Die eingehenden mikroskopischen Untersuchungen von Penck ergaben, dass die ausgeworfenen Lapilli sich von den geflossenen Laven vor allem durch ihre vorwaltende (bräunliche oder grünliche) glasige Hauptmasse unterscheiden; dies zeigt sich besonders augenscheinlich bei den Lapilli und Laven des Vesuvs, dasselbe erweist auch der Vergleich zwischen den Lapilli und Laven des Aetna; die Puys der Auvergne, welche relativ sehr krystallinische Laven besitzen, haben vorzugsweise aus Glassubstanz bestehende Lapilli ausgeworfen; ebenso verhält es sich mit dem Kammerbühl bei Eger, dessen Lapilli sehr glasreich sind, während in den Laven kaum Glas wahrnehmbar ist. Die Krystallausscheidungen sind ihrer Natur nach dieselben, wie in den zugehörigen Laven, Sanidine (auch als sehr dünne, farblose, rhombische Lamellen), Plagioklase, Leucite, Augite u. s. w., und lassen in ausgezeichneter Weise alle Entwickelungsstadien eines Individuums verfolgen, von den ersten Anfängen der Krystallisation bis zu den fertig gebildeten Krystallen, eine Erscheinung, die auf eine plötzliche Hemmung der Krystallbildung schliessen lässt. Die Menge der Luftblasen ist bisweilen ausserordentlich gross; in Lapillis aus der Auvergne sind nebeneinander liegende Blasen nur durch eine 0,002 mm starke Gesteinswand getrennt (Z. geol. Ges. XXX. 1878. 99).

Feinerer Vulkanschutt.

Vulkanischer Sand (Lavasand), ein feineres Material als Lapilli, hirsekorn- bis erbsengrosse verschlackte Lavabröckchen von meist schwarzer Farbe, sehr vielfach gemengt mit zahlreichen Krystallen (welche oft ausserordentlich scharfe Kanten und Ecken sowie glänzende Flächen besitzen) und Krystallbruchstücken von Feldspathen, Leucit, Augit, Olivin, Melanit, Glimmer, titanhaltigem Magnetit. Die vollständige und regelmässige Ausbildung dieser Krystalle ist, wie S. v. Waltershausen mit Recht hervorhebt (Die vulk. Gest. v. Sic. u. Island 162), eine sehr merkwürdige Erscheinung, zumal da solche oft in den benachbarten Laven vermisst werden. Im October 1822 warf der Vesuv einen Sand aus, welcher unzählige Augitkrystalle bis zur Grösse von 1,5 cm, sowie viele scharfe sechsseitige Glimmerkrystalle bis zu 5 mm Grösse enthielt. Am 22. April 1845 erfolgte bei demselben Vulkan eine Sanderuption, welche sehr regelmässig geformte, erbsen- bis haselnussgrosse Leucite und bis 7 mm grosse Augitkrystalle lieferte (N. Jahrb. f. Min. 1846. 341). Der vulkanische Sand von Frascati enthält eine grosse Menge scharf gestalteter Melanite, Leucite, Augite. Die vulkanischen Sande der Umgegend des Stromboli, des Laacher Sees führen zahlreiche schöne Krystalle. »Jede Hand voll Sand, welche man von den Feldern zwischen Montalto und Corneto vom Boden aufhebt, enthält hunderte äusserst regelmässig gebildeter, meist von spiegelnden Flächen umschlossener Krystalle von einer Beschaffenheit, wie man sie im festen krystallinischen Gestein entweder nie, oder jedenfalls sehr selten wahrnimmt« (S. v. W.). Diese Krystalle haben wohl ohne Zweifel schon fertig gebildet in der Lava präexistirt, worauf sich durch den heftigen Stoss während der Eruption die umgebende noch flüssige Masse von ihnen trennte.

Vulkanische Asche. Ein feines, staubartiges Material von grauer oder schwarzer, bisweilen auch röthlich- oder gelblichbrauner Farbe, welches, worauf Cordier zuerst 1815 hinwies, wesentlich aus denselben Elementen besteht, aus denen auch die Lava zusammengesetzt ist. Ist mit der Eruption der Asche eine Aushauchung von sauren Dämpfen verbunden, so reagirt die feucht niederfallende Asche deutlich sauer; erhitzt man sie v. d. L., so gibt sie nicht selten einen Geruch nach schwefeliger Säure.

Das Material der heutigen vulkanischen Asche ist natürlich chemisch ausserordentlich verschieden beschaffen, die Zusammensetzung schliesst sich vorwiegend an die von Augitandesiten, Basaltlaven, Leucitlaven an. Chemisch pflegt zwischen Asche, Sand und fester Lava kein erheblicher Unterschied obzuwalten: so beträgt z. B. bei den Aetna-Eruptionen aus dem Mai und Juni 1886 der Gehalt an SiO_2 in der Lava 48,45, im Sande 49,25, in der Asche 49,33 %; an Al_2O_3 enthalten die drei Substanzen beziehentlich 15,42, 16,16 und 15,45 %; an CaO 11,12, 9,94 und 10,03 %; an MgO 4,87, 4,96 und 3,56 % (Ricciardi, Comptes rendus CII. 1886. 1484).

I. Hekla-Asche, Ausbruch vom 2. Sept. 1845, feines hellbraunes Pulver, gesammelt auf den Orkneys (das sehr spärliche Magneteisen vorher entfernt); Connell, Edinb. new phil. journ. XL. 1846. 218.
II. Hekla-Asche aus der Nähe des neuen Kraters, schwarzgrau, hier und da roth; Genth, Annal. d. Chem. u. Pharm. LXVI. 1848. 26.
III. Asche des Guntur auf Java vom 25. Nov. 1843, schwarzgrau; Schweizer, Journ. f. pract. Chem. LXV. 1855. 194.
IV. Aetna-Asche von Cavasecca auf der Südostseite, gelb, titanhaltig; S. v. Waltershausen, Vulk. Gest. v. Sic. u. Isl. 1853. 172.
V. Aetna-Asche von Cassone, am Südfuss des Zoccolaro, gelbgrau, zerreiblich; S. v. W., ebendas.
VI. Aetna-Asche von Catania, Nov. 1843, hellgrau, staubförmig; S. v. W. ebendas. 175.
VII. Vesuv-Asche vom 29. April 1872, sehr feines grünlichgraues Pulver; Rammelsberg, Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 549.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure	59,20	58,89	51,64	48,74	47,22	46,31	49,15
Thonerde	15,20	14,18	21,89	17,89	13,58	16,85	13,37
Eisenoxyd	9,60	—	—	12,76	17,66	9,85	6,65
Eisenoxydul	—	13,35	10,79	—	—	4,43	5,88
Manganoxydul	—	0,54	—	—	—	—	—
Kalk	4,82	6,23	9,34	5,49	5,53	10,28	10,73
Magnesia	0,60	4,05	3,32	2,53	3,10	5,44	5,30
Kali	} 6,74	2,64	0,55	2,04	1,55	1,41	6,55
Natron		2,35	2,92	4,50	3,79	3,34	3,08
Wasser	3,03	—	0,60	6,63	6,35	—	—
	99,19	100,23	101,05	100,58	98,78	97,91	100,71

VI enthält noch 2,21 Schwefelsäure, 0,52 Chlorammonium und Gyps. VII gibt an Wasser 0,69 lösliche Salze ab, fast nur Kalksulfat, Spur von Chloriden. Vgl. auch die Asche des Krakatau II. 819.

Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, dass bei einem Vulkan die ausgequollene erstarrte Lava und der ausgeworfene Eruptionsstaub im Allgemeinen denselben mineralischen Charakter besitzen. Der letztere besteht, abgesehen von den Glastheilen, der Hauptsache nach aus Fragmenten und vollständig gebildeten Individuen derjenigen Gemengtheile, welche gleichfalls in den zugehörigen Laven auftreten. Sand und Asche stimmen dem Wesen nach überein und differiren nur durch die Dimensionsgrade der zusammensetzenden Theilchen. Wenn man dagegen einerseits die mikroskopische Structur der festen geflossenen Laven und der dieselben zusammensetzenden krystallinischen Gemengtheile, andererseits die Natur und Mikrostructur der von demselben Vulkan gelieferten sand- oder staubähnlichen Auswurfsmassen vergleicht, so ergeben sich manchfache Unterschiede: die Bestandtheile der Sande und Aschen scheinen sich im Gegensatz zu den individualisirten Gemengtheilen und anderen Gefüge-Elementen der zugehörigen Laven durch folgende Punkte auszuzeichnen (vgl. F. Z., N. Jahrb. f. Min. 1872. 16):

1) Durch die absonderliche Anzahl von Glaseinschlüssen in den Krystallen und Krystallfragmenten. In den Aetna-Sanden, welche vorwiegend aus Feld-

spath- und Augitbruchstücken, aus Glassplittern und Magneteisenkörnern bestehen, strotzen die farblosen Plagioklase z. Th. von rundlichen und eiförmigen, verschieden gefärbten und mit Bläschen ausgestatteten Glaseinschlüssen, womit auch die flaschengrünen Augite überladen sind; Splitter von 0,05 mm Länge erscheinen mit hunderten kleiner Glaskörnchen vollgepfropft. In den basaltischen und zum Theil auch trachytischen Laven sind sonst die Feldspathe gerade ausgezeichnet durch ihre verhältnissmässige Armuth an Einschlüssen. Die Leucite in den Vesuv-Sanden erweisen sich ebenfalls überreich an Partikeln von bräunlichem Glas und körnig gewordenen amorphen Einschlüssen. Bei dem Sand von dem Ausbruch des Kloet auf Java (1864) ist z. B. die Unzahl der Glaspartikel, welche in den prächtig schichtenförmig gewachsenen Feldspathkrystallen eingelagert sind, wahrhaft staunenswerth; in einem Feldspathstückchen, lang 0,15 mm, breit 0,12 mm, übersah man in einer Ebene über 150 einzelne Glaseinschlüsse.

2) Durch das ausserordentliche Erfülltsein der Krystalle mit fremden Individuen, Mikrolithen und Körnchen.

3) Durch das beträchtliche Vorherrschen von Glassubstanz, welche selbständig als hyaline Scherbchen und Partikel in der Masse der Sande und Aschen auftritt. So erscheint z. B. in den Aetna-Sanden eine grosse Menge von winzigen Splittern braunen Glases, während sowohl hyaline Laven unter den geflossenen Producten des Aetna bekanntlich nicht vorkommen, als auch die Dünnschliffe seiner gewöhnlichen Laven zwischen den krystallinischen Gemengtheilen fast keinen Glasteig oder auch nur eingeklemmte Glassubstanz erkennen lassen. Ebenso fällt in Vesuv-Sanden wiederum diese charakteristische aussergewöhnliche Menge von glasigen Partikeln auf. Hier werden um und um ausgebildete kleine Leucite oft mit einer dünnen Glashaut umhüllt, oder es hängt daran ein schwanzartig ausgezogener gelbbrauner Glasfetzen, ein beim Fortreissen kleben gebliebener Theil des Schmelzflusses. Auch an den kleineren langnadelförmigen Augitkryställchen haften thränenähnliche Tropfen porösen Glases, die in ihrem einstmals zähflüssigen Zustand oft deutlich an den Nädelchen etwas hinabgeglitten sind.

4) Durch die ungewöhnliche Menge von leeren, durch Gase und Dämpfe erzeugten dunkelumrandeten Poren sowohl in den Glasscherben als in den Krystallen. Die Feldspathe, Leucite, Augite und Hornblenden erscheinen damit in einer Weise durchzogen, wie man es bei den als Gemengtheile fester Laven auftretenden Krystallen dieser Mineralien höchst selten oder niemals gewahrt.

5) Durch die eigenthümlichen lockeren oder festeren Flöckchen, Klümpchen und Häufchen zusammengeballter Mikrolithen, insbesondere von Augit und Magnetit. Diese zarten Aggregate von mit einander verwobenen unendlich winzigen Mikrolithen, zwischen denen, wie es scheint, kein verbindender Glasteig sitzt, stellen Gebilde dar, denen man namentlich in den Aschen der Vulkane auf Schritt und Tritt begegnet. Die ganz feinen Aschen des Aetna erweisen sich namentlich reich an den allerkleinsten, an beiden Enden auskrystallisirten und

wohlgebildeten blassgrünen Augitchen, wie überhaupt in so vielen Aschen der Vulkane gerade die winzigsten, einzeln kaum sichtbaren oder stäubchenartigen Partikelchen die besten Kryställchen darstellen. Ungemein kleine borstige Mikrolithen, z. B. von Augit, haften oft bartähnlich an grösseren Individuen.

Die auffallend lichte Färbung mancher vulkanischer Aschen, z. B. des Vesuvs, stammt, wie es scheint, in vielen Fällen von der grossen Menge der darin vorhandenen staubartigen Glastheile her, wie ja auch rabenschwarzer Obsidian fein gepulvert eine ganz helle Farbe annimmt.

Diese vorstehend angeführten Verhältnisse und Unterscheidungspunkte dürften es da, wo sie vorliegen, wohl fordern, Sand und Asche für etwas anderes als für im Krater zerkleinerte und zertrümmerte bereits festgewordene Lava zu erachten, wenn auch eine solche im beschränkten Maassstabe erfolgende Bildung feinsten Frictionsstaubes anderswo nicht als ausgeschlossen gelten kann. Hier scheint in der That eine abweichende Erstarrungsweise desselben geschmolzenen Magmas vorzuliegen. Der Reichthum sowohl an selbständiger als von den Krystallen eingeschlossener Glasmasse, die abwechslungsvolle gegenseitige Umhüllung der Krystalle, die Unzahl der leeren Hohlräume deuten gewiss auf eine besonders beschleunigte Erstarrung, man möchte sagen auf eine stürmische Krystallbildung unter heftiger Dazwischenkunft von Gasen und Dämpfen. Diese physikalischen Verhältnisse stehen in der Mikrostructur der Bestandtheile mit deutlich lesbaren Zügen geschrieben und es ist offenbar, dass diese Ergebnisse der einen alten, schon von Menard de la Groye und Moricand ausgesprochenen Ansicht über die Entstehung von Asche und Sand zur wesentlichen Unterstützung gereichen, gemäss welcher die noch flüssige oder halbflüssige Lava durch die Dampfexplosionen, die sich stossweise durch sie Bahn brechen, förmlich zerstäubt werde (in ähnlicher Weise, wie das aus einem Gewehr abgeschossene Wasser in ausserordentlich feine Tröpfchen sich auflöst) und alsdann zu einem Steinstaub erstarre. Die Krystalle und namentlich die glaskornreichen Individuen in Sand und Asche sind gewiss schon als feste Körper aus dem Krater ausgeworfen worden und nicht erst während des Weges durch die Atmosphaere als solche entstanden. Man müsste sonst annehmen, dass ein solches selbständiges Projectil von vorn herein eine chemische Zusammensetzung besessen habe, welche bald die Verfestigung zu Leucit, bald zu Augit oder zu Feldspath oder zu Magneteisen gestattet hätte. Die Masse, welche der Zerstäubung anheimfiel, mag somit einen Schmelzfluss dargestellt haben, in welchem die Krystallausscheidung bereits begonnen hatte. Vgl. auch die Mittheilungen von Heim über den Vesuv im April 1872 in Z. geol. Ges. 1873. 47, sowie die im N. Jahrb. f. Min. 1872. II. Ref. 257 citirte Schrift von Secchi.

Eingehende mikroskopische Studien über vulkanische Aschen und Sande wurden später von Penck angestellt (Z. geol. Ges. XXX. 1878. 115) und bestätigten die vorstehend angeführten älteren Wahrnehmungen und Deutungen. In einigen Sanden fand er viele Krystalle übersponnen mit einem feinen Netzwerk von Glas, oder mit einer dünnen Glashaut, welche ungefähr in der Art geborsten ist, wie die Glasur von Steingutgeräthen, wobei dann und wann ein von Sprüngen umrahmtes

Glasfeld herausgefallen ist. Die Asche vom Pico de Teyde auf Tenerife besitzt ausserordentlich blasenreiche und deshalb an ihren Bruchrändern mit spitzen dornähnlichen Zacken versehene Glaspartikel, ferner auch hohle oder massive Glaskügelchen, isolirt oder aneinandergeklebt. Einen Sand vom Jorullo befand er überreich an Splittern eines farblosen, lebhaft polarisirenden Minerals, aller Wahrscheinlichkeit nach Olivin.

Über die Vesuv-Asche von 1872 vgl. Scacchi in Rendiconto della R. Accad. d. sc. di Napoli, August 1872; im Auszug mitgetheilt von Rammelsberg in Z. d. geol. Ges. XXIV. 1872. 545. — Die vulkanische Asche des Aetna, welche im Mai 1879 zu Reggio niederfiel, wurde von Gümbel untersucht (N. Jahrb. f. Min. 1879. 859); sie bestand aus relativ wenigen Partikeln von Feldspath, Augit und Titanmagneteisen (die Aschenanalyse ergab 2,46 TiO_2), zur Hauptmasse aber aus glasartigen Fragmenten; er hält sie für zertrümmerte schon erstarrte Lava — obschon derartig glasreiche Laven von dem Aetna gar nicht producirt werden; vgl. auch Cossa über diese Asche in Comptes rendus Bd. 88. 1358. — Über die Aetna-Asche vom 23. Jan. 1882 und die Vesuv-Asche vom 25. Febr. 1882 vgl. Ricciardi, Comptes rendus Bd. 94. 1882. 586 und 1321. — Die vulkanischen Sande von Santorin und diejenigen des javanischen Vulkans Kloet hat H. Vogelsang sorgfältig untersucht (Phil. d. Geologie 176). — Über vulkanische Sande der Gegend von Clermont in der Auvergne berichtete v. Lasaulx im N. Jahrb. f. Min. 1871. 686.

O. Lang beschrieb eine Asche vom Turrialba in Costarica (Nachr. d. kgl. Ges. d. W. zu Göttingen 1875), welche er anfangs für trachytisch, später (Grundr. d. Gesteinskunde 251) für augitandesitisch erklärte, und in deren Beschaffenheit er den Beweis dafür zu erblicken glaubte, dass diese Asche durch die Zertrümmerung eines festen Gesteins entstanden sei. Penck, welcher dieselbe Asche untersuchte, tritt wohl mit Recht dieser Ansicht gegenüber (a. a. O. 21) und zählt mehrere Momente auf, die derselben widersprechen sowie andererseits der Asche denselben Ursprung wie den übrigen untersuchten vindiciren; vgl. noch die Gegenbemerkungen von Lang in Z. geol. Ges. XXX. 1878. 357.

Über die grob staubähnliche bis zart sandige Asche, welche am 29. März 1875, von isländischen Vulkanausbrüchen hergeweht, im s. Norwegen bis nach Schweden hinein niederfiel, vgl. F. Z., N. Jahrb. f. Miner. 1875. 399 und vom Rath ebendas. 506, sowie Sitzgsber. Niederrhein. Ges. zu Bonn 1875. 137. 154; sie besteht zum allergrössten Theil aus verschiedenfarbigen, scharfkantigen Glasscherben, meist von langgestreckter säbelähnlicher Form und ungemein porenreich, ja es kommen förmliche Glasröhren, mitunter an einem oder beiden Enden offen vor; manchmal sitzt um eine dicke Blase nur eine dünne Hülle oder ein kurzer Schwanz von Glas; krystallinische Elemente treten in dieser Asche sehr zurück, indem sie vielleicht als schwerere Gebilde während eines gewissermassen in der Luft stattgefundenen Aufbereitungsprocesses früher zu Boden gefallen sind. — Über die Asche des Krakatau in der Sundastrasse vgl. Pyroxenandesit, II. 819.

Am 7. Sept. 1873 warf der Krater auf der Lipareninsel Vulcano während 3 Stunden eine schneeweisse Asche aus, welche ringsum den Boden der Insel bedeckte und auf der Nordseite eine 3—4 cm hohe Schicht bildete. Baltzer fand in 2 Proben derselben 93,2 und 95,8% SiO_2, berechnet auf geglühte Substanz; den Glühverlust der Aschenproben, welcher vorzugsweise in Schwefel bestand, bestimmte er zu 5,95 und 4,53%. Baltzer erklärte diese Asche für Tridymit, wobei er seine Ansicht durch das spec. Gew. 2,208 (Tridymit indessen 2,31), durch die sehr geringe Löslichkeit in Natriumcarbonat, ferner durch das reichliche Vorhandensein doppeltbrechender Partikelchen in der weissen Asche zu stützen suchte; er erblickt in diesem Auswurfsstoff eine besondere Art von Asche, eine chemisch erzeugte

Asche, deren Material durch die Einwirkung der Fumarolengase auf die Schlotwandungen, etwa als Product bei der Zersetzung von Silicatgesteinen geliefert werde; später fügte er solchen »Solfatarenaschen« noch eine andere von Vulcano zu, welche wesentlich aus Gyps besteht (Z. geol. Ges. XXVII. 1875. 36. 725). G. vom Rath (ebendas. 411) konnte dagegen bei genauer Untersuchung die Tridymit-Natur der ersteren Asche nicht bestätigen und erachtet sie, auch auf Grund einer chemischen Analyse, für einen reichlich mit Schwefel imprägnirten erdigen Rhyolith, wie er dort auch in Bomben ausgeworfen wird. Baltzer hielt später wenigstens an der Kieselsäurenatur dieser Auswurfssubstanz, daneben aber auch an seiner genetischen Vorstellung fest (ebendas. XXX. 1878. 365). Jedenfalls erscheint es nicht zweckmässig, herausgeblasene Incrustationen der Kraterwände, wie Gyps, auch als »vulkanische Asche« zu bezeichnen, indem man darunter »alles begreift, was von einem Vulkan ausgeworfen wird und in kleinen festen Partikeln zu Boden fällt«; dass Gyps-»Asche« und wirkliche vulkanische Asche dann coordinirt werden, erfolgt nur auf Grund eines für die Entstehung der ersteren ganz unwesentlichen Vorgangs. — Ähnlich dem von Baltzer besprochenen Material ist vielleicht ein bei der Eruption des Bandai-San in Nordjapan (15. Juli 1888) geliefertes: hier wurden neben Stücken braunrothen Pyroxenandesits (mit 59,56 SiO_2 und ziemlich üblicher Zusammensetzung) auch weisse veränderte Gesteine ausgeschleudert, in denen der SiO_2-Gehalt 91,66 betrug; ausserdem 2,88 Al_2O_3, 1,20 Fe_2O_3, 0,36 CaO, 0,10 MgO, 0,50 S, 3,0 H_2O (N. Jahrb. f. Min. 1890. II. 103).

Puzzolan nennt man sehr locker verbundene Ablagerungen von feinerem und gröberem vulkanischem Sand, welche als hydraulische Mörtel benutzt werden. Puzzolan von Neapel untersuchte Stengel und fand SiO_2 59,14; Al_2O_3 21,28; Fe_2O_3 4,76; CaO 1,90; K_2O 4,37; Na_2O 6,23; NaCl 2,56 (100,24); Journ. f. pr. Chemie XXXIV. 1845. 440.

Hin und wieder enthalten vulkanische Auswurfsstoffe auch mikroskopische Organismen. Allgemeines vgl. darüber bei Ehrenberg in den Monatsber. d. Berl. Akad. 1844. 329. So fanden sich dieselben z. B. in vulkanischer Asche aus Surakarta, Java, 12. Apr. 1850 (Mikrogeol. 180), grauem Sandauswurf und grauer Asche des Merapi-Vulkans auf Java von 1849 (Mikrogeol. 181), röthlichgrauer vulkanischer Asche vom Imbaburu in Quito (Mikrogeol. 343), auf Barbados gefallenen staubartigen Aschen vom Vulkan der benachbarten Insel St. Vincent (Mikrogeol. 358).

Die Ablagerungen der vulkanischen Asche sind, wie die des vulkanischen Sandes sehr häufig unter Mitwirkung des Wassers erfolgt, sei es, dass sie in Wasseransammlungen niedergefallen und darin zu Boden gesunken sind, sei es, dass sie durch Wasser angeschwemmt wurden; derlei Ablagerungen werden immer eine, meist sehr deutliche Schichtung an sich tragen. Übrigens bilden diese feinen vulkanischen Dejectionsmaterialien oft Anhäufungen von erstaunlicher Mächtigkeit und verbreiten sich wegen der Leichtigkeit ihres Materials bis zu ganz ausserordentlich weiten Entfernungen von ihrem Eruptionspunkt. Dieselben finden sich natürlich ebenso in Verbindung mit längst erloschenen als jetzt noch thätigen Vulkanen.

Conglomerate und Breccien der krystallinischen Schiefer und krystallinischen sedimentären Materialien.

Gneissbreccie und Gneissconglomerat.

Scharfkantige Bruchstücke oder abgerundete Geschiebe und Gerölle von Gneiss sind durch ein Cäment verbunden, welches bald aus feinem Gneissschutt, bald aus Sandstein oder Schieferthon besteht. Nach Naumann finden sich derlei klastische Gneissgesteine bei Fürstenstein im Landshuter Übergangsgebirge, bei Flöha in der Gegend von Chemnitz, am Südrand des Tharandter Waldes, in der oberen Etage des Rothliegenden unweit Dresden von Neudöhlen bis Possendorf (Geognosie I. 666). — Vielleicht gehören hierher die von Becke beschriebenen »Arkosengneisse« aus dem Gebiet des Mte. Galtzadhes auf Euboea, welche dort mit echt klastischen Sandsteinen und Grauwacken wechseln; sie enthalten neben unzweifelhaften klastischen zersetzten Feldspathen auch authigene krystallinische Elemente, als welche stets Quarz, dann Glimmer oder Chlorit auftreten; secundär ist reichlicher Epidot (Min. u. petr. Mitth. II. 1880. 61). Vgl. auch S. 652.

Glimmerschieferconglomerat. Bruchstücke und Geschiebe von Glimmerschiefer, auch untermengt mit denen anderer Gesteine liegen in einem eisenschüssigen glimmerreichen Bindemittel; am s.ö. Rande des Steinkohlenbeckens von Rive-de-Gier in Frankreich.

Quarzitbreccie und Quarzitconglomerat.

Kleinere und grössere eckige Bruchstücke und abgerundete Geschiebe oder Gerölle von Quarzit und Quarz, meistens von graulichweisser oder grauer Farbe, sind durch ein kieseliges, ockergelb oder braunroth gefärbtes, eisenschüssiges, thoniges Cäment zu einem gewöhnlich sehr harten und schwer zersprengbaren Gestein verbunden.

Namentlich in den älteren paläozoischen Formationen sind solche Quarzitconglomerate und Quarzitbreccien ausgebildet. Man kennt erstere in der silurischen Formation Böhmens, im Devon des s. Norwegens, im Devon der englischen Grafschaften Hertford und Brecknock, im Millstone-grit bei Clapham unweit Lancaster, auch im Rothliegenden bei Eisenach, im Buntsandstein der Vogesen und bei Commern in der Eifel. In den Ardennen und auf dem hohen Veen bei Château-Salm, Sourbrodt und Malmedy erscheint ausgezeichnete Quarzitbreccie; am Lichtenstein bei Gosberg unweit Hainichen in Sachsen. Eine merkwürdige Bildung ist das von v. Veltheim sogenannte Hornquarzconglomerat aus den Umgebungen des Harzes im unteren Rothliegenden z. B. der Gegend von Mansfeld), bei welchem bis fussdicke graue körnige Quarzitgerölle durch ein kieseliges Cäment zu einem sehr festen Gestein verbunden sind; vgl. auch Karsten's Archiv 1829. 131 und Hoffmann, Übers. d. orogr. u. g. Verh. d. n.w. D. 1830. 592.

Bei der Kieselschieferbreccie und dem Kieselschieferconglomerat werden durch ein gewöhnlich kieseliges Bindemittel meist nussgrosse eckige Bruchstücke und Gerölle von schwarzem Kieselschiefer zu einem harten und festen Gestein verbunden. Ebenfalls vorwiegend im Gebiet des Silurs und Devons z. B. im Vogtland zwischen Plauen und Rosenthal; bei Burkhardswalde in Sachsen.

Quarzbrockenfels nennt man in Sachsen eine vielfach zerstückelte und zerklüftete breccienartige Hornsteinmasse von gelblichgrauer bis bräunlichrother Farbe. Die Höhlungen und Spalten zwischen den Bruchstücken sind meist mit Quarzkrystallen, auch mit Amethyst, Rotheisenstein, Brauneisenstein oder Pyrolusit überzogen. Bei Raschau und Langenberg unweit Schwarzenberg in Sachsen bildet dieses Gestein Felsen von sehr rauhem Ansehen, vgl. Naumann u. v. Cotta, Geogn. Beschr. d. Kgrchs. Sachsen II. 35. 43. 203; auch in der Gegend von Lobsdorf und Tirschheim-Kuhschnappel bis Hohenstein, vgl. Lehmann u. Mietzsch, Sect. Glauchau 1878. 26. — Mikroskopisches über eine erratische Hornsteinbreccie aus der Mark siehe bei Neef, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 497.

Mit dem Namen Verrucano wurden von den österreichischen Alpengeologen grobe, etwas talkige (oder vielmehr sericitische), oft Porphyrbruchstücke, auch Thonschiefermaterial führende Quarzconglomerate bezeichnet, welche unter dem feinkörnigen Grödener Sandstein und mit diesem unter den Werfener Schiefern liegen. Während diese petrefactenleeren Gesteine früher vorläufig mit der Trias vereinigt wurden, ist man nach den späteren Darlegungen von Suess mehr geneigt, diesen Verrucano der österreichischen Südalpen der Dyas zuzuweisen. Indessen sind vielfach petrographisch ähnliche Schichten von ganz anderem Niveau mit diesem Namen belegt worden, wie denn durch Meneghini und Heer das obercarbonische Alter des Verrucano von Toscana (bei Jano) erwiesen wurde, wogegen andere Verrucanos wohl der unteren Trias oder dem Rhät, weitere vielleicht dem alten Grauwackengebirge angehören. Andererseits hat man aber auch Gesteine, welche mit dem obercarbonischen Quarzconglomerat von der Schanze Verruca in den Monte Pisani — woher der Name stammt — petrographisch kaum etwas gemein haben, z. B. grünliche und röthliche Thonschiefer und Sandsteine, als Verrucano bezeichnet, so dass diesem Namen eigentlich weder ein bestimmt stratigraphischer noch ein charakteristisch petrographischer Begriff zukommt. In den schweizer Alpen lagert der sog. Verrucano (von Heer auch Sernifit, richtiger Sernfit, genannt, wegen der mächtigen Verbreitung im Sernfthale) über krystallinischen Schiefern oder Carbon und wird von Sandsteinen (mit einer Zechsteinflora) oder von (dyassischen) Gypsen und Dolomiten bedeckt; vgl. Stache, Jahrb. geol. R.-Anst. 1874. 392; Rothpletz, Die Steinkohlenform. u. d. Flora an d. Ostseite des Tödi, 1880; Studer, Index der Petrographie der Schweiz 1872. 250; Simmler, Mittheil. d. naturforsch. Ges. in Bern 1862. 153; Milch, Beiträge z. Kenntn. d. Verrucano; 1. Th. Leipzig 1892 (in dieser z. Z. noch nicht vollendeten Schrift finden sich viele Mittheilungen über die an den Bruchstücken vor sich gegangenen Umwandlungsprocesse); Gümbel, Sitzgsber. Münchener Akad. 1893. 38.

Flintconglomerat.

(Feuersteinconglomerat, Puddingstein, Puddingstone.)

Abgerundete, nuss- bis faustgrosse Gerölle von graugelbem, braunem oder schwarzem Feuerstein liegen ausserordentlich fest verkittet in einem feuersteinoder hornsteinähnlichen Cäment von graulicher oder gelblicher Farbe, welchem nicht selten Quarzkörnchen innig beigemengt sind.

Als unterstes Glied des Eocäns im südlichen England treten ausgezeichnete Feuersteinconglomerate auf, welche von dort den Namen Puddingstein erhalten haben, so namentlich in Hertfordshire und Hampshire (z. B. zwischen Basingstoke und Odiham, zwischen Kingsclere und Hungerford). Nach A. Wichmann, welcher diese Vorkommnisse sehr eingehend untersucht hat, lassen die Feuersteingerölle in der Regel eine ringförmige concentrische Farbenzeichnung wahrnehmen, deren Ursprung auf verschiedene Ursachen zurückzuführen ist: die dunkel gefärbten Ringe, welche an den Rändern erscheinen, sind durch die Imbibition des Feuersteins mit anderen, namentlich kohlenstoffhaltigen Substanzen hervorgerufen, während die weissen Ringe die mit Kieselsäure durchtränkte Verwitterungsrinde der Feuersteine darstellen; die im Inneren auftretenden braunen Wolken sind ursprüngliche Ansammlungen von Eisenoxydhydrat, welches namentlich als Ausfüllungsmaterial von Kammern der hier insbesondere reichlich vorhandenen Foraminiferen dient. Das ganz fossilfreie Cäment, welches die Feuersteine, oft untermischt mit kleinen Sandkörnern und Flintbruchstückchen verkittet, zeigt u. d. M. eine ähnliche Structur und Beschaffenheit, wie der Feuerstein selbst (N. Jahrb. f. Min. 1876). Wichmann wendet sich mit Recht auch gegen Meyn, welcher (Z. geol. Ges. XXVI. 1874. 51) sowohl die Feuersteinnatur als das Gerolltsein der Bestandtheile des Puddingsteins bezweifelt, und dieselben für Kugeljaspis hält. Die Feuersteine stammen aus der Kreide, welche direct das Eocän unterlagert.

Kalksteinbreccie und Kalksteinconglomerat.

Eckige und abgerundete Bruchstücke von Kalkstein sind durch ein meist kalkiges Cäment verbunden, welches bald späthiger, bald feinkrystallinischer, bald scheinbar dichter kohlensaurer Kalk, bald auch klastischer Natur ist, indem es aus feingeriebenem Kalkschutt besteht, welcher indessen selbst wieder von krystallinischem kohlensaurem Kalk durchzogen und dadurch verkittet ist. Das Cäment ist meist weisslichgrau, mitunter auch durch Eisen ockergelb oder rothbraun gefärbt. Die Kalksteinfragmente sind von verschiedenen weissen, gelben, grauen und dunkleren Farben und führen nicht selten Versteinerungen. Neben den Kalksteinen finden sich bisweilen auch Bruchstücke von anderen Gesteinen in diesen Conglomeraten und Breccien. Die Kalksteingeschiebe sind es namentlich, welche die merkwürdige Erscheinung der gegenseitigen Eindrücke (Bd. I. 496) aufweisen.

Dichter Kalkstein bildet das Cäment vieler Kalksteinbreccien, z. B. der der Pyrenäen, u. a. der ausgezeichneten zwischen Montréjau und Bagiry im Garonne-Thal; ebenfalls derjenigen zwischen Unter-Leupoldsberg und Köstenberg in Unterfranken, derer von Kielce und Checin im Sandomirer Gebirge in Polen. Einige Kalksteinbreccien mit scharfkantigen Bruchstücken besitzen einen Kitt, welcher aus Dolomit besteht, so z. B. die aus Kohlenkalkfragmenten zusammengesetzte Kalksteinbreccie von den Mendip-Hills, welche der Dyasformation angehört; ebenso das derselben Formation zuzurechnende Kalksteinconglomerat der Umgegend von Bristol; zum bunten Sandstein (new Red) und zum Theil auch zum Lias zählen, wie Ramsay erwähnt, dolomitische Kohlenkalksteinconglomerate in Glamorganshire, Somersetshire, Gloucestershire; nach Schimper gehören hierher die Kalksteinbreccien, welche am n. Abhang der Sierra Nevada grosse Verbreitung besitzen (l'Institut XVII. 1849. 190), nach Rozet die sich noch jetzt bildenden, aus tertiären Süsswasserkalksteinfragmenten bestehenden Breccien vom Tholonet und von Ste. Victoire bei Aix in der Provence. Eine eigenthümliche bläulichbraune Masse ist es, welche bei der unter dem Namen Brecciato oder Mischio di Seravezza bekannten hochgeschätzten Breccie von Stazzema bei Carrara die mit einer Rinde von Talk und Chlorit überzogenen gerundeten Marmorfragmente verkittet (vgl. dar. Savi, Annal. des sc. natur. XXI. 1830. 68).

In jetziger Zeit bilden sich noch Kalksteinbreccien da, wo kalkbicarbonathaltiges Gewässer durch Anhäufungen von Kalksteinbruchstücken, wie sie z. B. durch Flüsse zusammengeschwemmt werden, hindurchrieselt, und sich alsdann durch Verdunstung der kohlensaure Kalk aus ihm abscheidet, welcher den Kitt abgibt und während des Krystallisirens nach Breithaupt's Beobachtung die sich gegenseitig berührenden Kalksteingerölle auflockert und von einander entfernt (Paragenesis d. Mineral. 1849. 46).

Anhangsweise sind bei den Kalksteinconglomeraten die sog. Knochenbreccien zu erwähnen. In einem ockergelben oder braunrothen, meist eisenschüssigen Bindemittel von sandig-thoniger oder kalkig-thoniger Beschaffenheit und bald festem und dichtem, bald lockerem und erdigem Zusammenhang liegen vermengt mit abgerundeten und eckigen Bruchstücken von Kalksteinen und anderen Gesteinen Knochentrümmer und Knochensplitter sowie Zähne von Säugethieren, denen sich auch Schalen von Sand-, Fluss- und Sumpfconchylien beigesellen. Die Lücken und Zellen im Bindemittel sowie die Höhlungen der Knochen sind gewöhnlich mit einem Überzug von glänzenden Kalkspathrhomboëderchen bekleidet oder ganz mit Kalksinter, bisweilen auch mit rothem Eisenocker ausgefüllt.

Die so beschaffene Knochenbreccie findet sich hauptsächlich im Kalksteingebirge längs der n. Küste des mittelländischen Meeres, wo sie Spalten, Schluchten und trichterartige Weitungen manchmal in beträchtlicher Mächtigkeit ausfüllt; so erscheint sie an der spanischen und französischen Küste von Gibraltar bis Savona (ausgezeichnet bei Cette, Antibes und Nizza am Mont du Château und

Mont du Boron oberhalb Villefranche), an der corsischen Küste n. von Bastia (vgl. Bull. soc. géol. (3) I. 1873. 232), bei Cagliari auf Sardinien; am Vorgebirge Palinuro zwischen den Meerbusen von Salerno und Policastro; sehr häufig längs der dalmatinischen Küste (Inseln Cherso und Osero, Gegend um Ragosniza, Küste zwischen Trau und Sebenico, Gegend von Nona bei Zara), auch noch auf Corfu und Cerigo.

Die Thierreste sind hier verschiedenster Art, stammen aber vorzugsweise von Pflanzenfressern her: von Palaeotherium, Rhinoceros, Hirsch, Ochs, Pferd, Hase, Schaf, Maus, seltener von Löwe, Panther, Fuchs, daneben auch von Landschildkröten, Eidechsen, Schlangen; die Conchylien gehören der Regel nach dem Lande oder Süsswasser, nur ausnahmsweise dem Meere an.

Ausser dieser Knochenbreccie in den Spalten und Klüften an der Meeresküste findet sich eine andere in Höhlen im Inneren des Landes, welche jedoch einigermassen von jener abweicht. Das Bindemittel ist hier in der Regel lehm- oder lettenartig, auch sandig-thonig, ebenfalls eisenschüssig und mitunter durch und durch von thierischer Materie durchzogen. Trümmer von Kalksteinen verschiedener Art sind darin regellos vermengt mit ganzen, zerbrochenen, zersplitterten und angenagten Knochen, welche hauptsächlich Fleischfressern angehören, namentlich in weitaus der grösseren Mehrzahl dem Höhlenbär, Ursus spelaeus, aber auch Hyaena spelaea, Felis spelaea, Elephas primigenius, Gulo spelaeus, Rhinoceros tichorhinus. Man hat diese Art der Knochenbreccie, welche auch nur selten von Kalksinter oder Kalkspathdrusen durchzogen wird, Carnivoren- oder Höhlenbreccie genannt im Gegensatz zu der vorigen, der Herbivoren- oder Spaltenbreccie.

Von den Höhlen, in welchen die Knochenbreccie den Boden bildet, selbst mitunter überdeckt von einer Kalksinterkruste oder einer Schicht schwarzen Schlammes, sind die bekanntesten: die Baumanns- und Bielshöhle im Harz, die Höhlen von Muggendorf und Gailenreuth im fränkischen Jura, die Nebelhöhle bei Reutlingen in Württemberg, die Altensteiner Höhle im Thüringer Wald, die westphälischen Höhlen von Sundwich, Brilon, Rösenbeck, die Adelsberger Grotte in Krain; die bei Engis unweit Lüttich; die von Mialet, Pondres und Sauvignarques im Gard-Département, die von Bize im Aude-Département; die von Kirkdale in Yorkshire und auf der Halbinsel Gower in Südwales; zahlreiche in Brasilien. Höchst merkwürdig sind die Menschengebeine, Reste von Töpferwaaren und anderer Kunstproducte, welche man mit den Überbleibseln jener ausgestorbenen Thiergattungen in den Höhlen gefunden hat, indem sie es als kaum zweifelhaft darstellen, dass Menschen schon gleichzeitig mit ihnen gelebt haben.

An die Knochenbreccien reihen sich noch andere Bildungen an:

Das Bonebed, oder die Koprolithen- und Saurierbreccie, die vielbesprochene in Schwaben, Franken, Thüringen, Hannover weitverbreitete Grenzbildung zwischen Keuper und Lias, der dortige Repraesentant der rhätischen Formation; die oberste Schicht der gelblichweissen, sehr feinkörnigen Sand-

steine wird durch eine nur einen oder wenige Zoll mächtige Lage gebildet, welche eine wahre Knochenbreccie darstellt, da sie gänzlich mit Knochenresten, Zähnen, Schuppen von Froschsauriern und Ganoidfischen erfüllt ist. Ein anderes Bonebed, eine ebenfalls geringmächtige Lage mit Flossenstacheln und emaillirten Chagrinschuppen von haiartigen Knorpelfischen (Onchus), erscheint gerade auf oder wenig unterhalb der Grenze zwischen dem englischen Silur und Devon. Über ein Bonebed in der Dyasformation des östl. Illinois vgl. E. D. Cope in Proc. Amer. phil. soc. 20. Mai 1877; über ein solches in den unteren Coal-Measures bei Bradford und Clifton in Yorkshire vgl. Davis im Quart. journ. geol. soc. XXXII. 1876. 332.

Wegen des Gehaltes an fossilen Knochen seien noch erwähnt:

Die Knochenthone Brasiliens, rothe eisenschüssige bis 50 Fuss mächtige Thone an den Kalksteinküsten Brasiliens lagernd, in denen eine ungeheure Menge von Säugethierknochen, sowohl Fleisch- als Pflanzenfressern angehörend, auch solche von Reptilien und Vögeln (namentlich Straussen) liegen.

Die Pampasthone in den Pampas Südamerikas, bläuliche Thone von grosser Mächtigkeit und Verbreitung, eine erstaunliche Menge von Säugethierknochen enthaltend, darunter das Megatherium und das Glyptodon.

Dolomitbreccie und Dolomitconglomerat.

Eckige und abgerundete, oft sehr zahlreiche Bruchstücke von Dolomit liegen in einem aus Dolomit oder Kalkstein bestehenden Cäment. Dazu gehört u. a. die Breccie der Rauchwacke in der thüringischen Zechsteinformation, welche aus bräunlichschwarzen, sehr festen und dichten Fragmenten von dolomitischem Kalkstein besteht, die durch ein weiches, aschgraues oder gelblichgraues Bindemittel verkittet sind. v. Cotta hält dies Gestein für ein einstmals schlammartiges, beim Austrocknen zerborstenes und zerstückeltes Sediment, in dessen Klüfte neuer, die Bruchstücke cämentirender Schlamm von nur wenig abweichender Beschaffenheit eindrang. Deutlich ist diese Entstehungsweise bei der Rauchwacke von Neustadt an der Werra unweit Eisenach zu beobachten, wo sich neben den unregelmässig durcheinander geworfenen Fragmenten auch sehr belehrende Stücke finden, welche an einer Seite zerspalten sind, an der anderen noch zusammenhängen (N. Jahrb. f. Min. 1848. 134; Geologische Fragen 1858. 194). Eigenthümlich ist eine Dolomitbreccie aus dem Römerthal bei Raibl in Kärnten, bestehend aus scharfeckigen Bruchstücken von dunkelm, ganz dicht erscheinendem dolomitischem Kalkstein mit 56 $CaCO_3$ und 29,2 $MgCO_3$, verkittet durch weissen krystallinischen, hier und da drusigen Dolomit (v. Morlot, Jahrb. geol. R.-Anst. I. 1850. 258).

Stinksteinbreccie. Scharfkantige Fragmente von dunkelblaugrauem bis bräunlichschwarzem Stinkstein liegen in einem bald dichten, bald erdigen Dolomitcäment. In der oberen Abtheilung der Zechsteinformation, namentlich bei Wimmelburg, Creisfeld, Hergisdorf, Sangerhausen in Thüringen; auch an

der englischen Küste von Durham an der Marsden-Bay und bei Hartlepool (vgl. Sedgwick, Trans. geol. soc. (2) III. 90).

Kalksteingeröll. Lose Massen von Kalksteingeröllen, oft von beträchtlicher Mächtigkeit und Ausdehnung kommen in allen Kalksteinregionen vor.

Einen eigenthümlichen tönenden Kalksand (sonorous sand) beschrieb J. Blake von Kauai in Californien; er besteht zum grössten Theil aus kleinen Fragmenten von Korallen und wahrscheinlich auch Kalkspongien, die sämmtlich von winzigen röhrenförmigen und rundlichen Hohlräumen durchzogen werden, welche sich an der Oberfläche mit kleinen Mündungen öffnen; dadurch sind Millionen von schwingenden Lufträumen im Inneren dieser Kalkkörner gegeben; durch eindringendes Regenwasser verliert dieser Sand seine tönenden Eigenschaften.

Dolomitsand. Lose Massen von gelblichgrauer und gelblichweisser Farbe, bestehend aus kleinen Körnchen oder Rhomboëderchen von Dolomit. Solcher Sand findet sich in grösseren oder geringeren Massen am Fuss mehrerer Dolomitberge der schwäbischen Alb, wie bei Urach und Sternenberg; mächtige Lagen bildend in der Gegend von Pont-Saint-Mayence unfern Compiegne im Dép. der Oise.

Tapanhoacanga.

(Canga, Mohrenkopffels.)

Dieses klastische Eisenerzgestein besteht aus zoll- bis fussgrossen, eckigen, nur selten etwas abgerundeten Bruchstücken von Magneteisen, Eisenglimmerschiefer, Eisenglanz, Brauneisenstein, welche durch ein Cäment von Rotheisenstein oder gelbem, braunem, rothem Eisenocker zusammengekittet sind. Die Eisenerzfragmente sind gewöhnlich in sehr beträchtlicher Menge vorhanden, oft so zahlreich, dass das eigentliche Bindemittel fast ganz verschwindet und die kleineren Brocken die grösseren Bruchstücke cämentiren. Das Conglomerat erlangt häufig eine bedeutende Festigkeit; neben den Erzgesteinen liegen gleichfalls manchmal Fragmente von Quarzit, Itacolumit, Thonschiefer, Hornblendeschiefer, Talkschiefer darin. Das Trümmergestein führt auch nicht selten gediegen Gold, namentlich da, wo die Bruchstücke kleiner sind und das Eisenockercäment reichlicher vorhanden ist, gediegen Eisen in kleinen Blättchen (bei Itabira), Amethyst, Chrysolith, Topas, Euklas, Rutil, Chrysoberyll, Diamant und andere Edelsteine.

Nach v. Eschwege lagert dieses Trümmergestein in Brasilien als eine 4—12 Fuss mächtige Schicht auf Eisenglimmerschiefer, auf Thonschiefer, Talkschiefer oder Itacolumit. Namentlich verbreitet ist es in der Gegend von Itabira, Villarica, Marianna und Congonhas do Campo in der Provinz Minas Geraes, wo es in weiter Erstreckung als eine oberflächliche Decke sich über die höchsten Bergrücken, Abhänge, Schluchten und Thäler ausdehnt; so überdeckt es z. B. vollständig auf mehrere Meilen hin den 5000 Fuss hohen Rücken der Serra do Tapanhoacanga. Nach Gorceix besteht die Canga, welche ein ganz modernes, noch heute sich bildendes Conglomerat ist, ö. von der Serra de Carace hauptsächlich aus Itabirit-Fragmenten, verkittet durch eisenschüssigen Thon.

v. Eschwege, Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens 1832. 141 und Pluto Brasiliensis 1833. 225.
Heusser und Claraz, Z. geol. Ges. XI. 1859. 452.
Gorceix, Bull. soc. géol. (3) IV. 1876. 321.

Magneteisensand.

Der Magneteisensand ist ein loses Aggregat von kleinen eckigen Körnchen, Blättchen und Krystallstückchen titanhaltigen Magneteisens, welche mehr oder weniger reichlich gemengt sind mit ebenso kleinen Fragmenten von Quarz, Glimmer, Augit, Olivin, Melanit, Zirkon, Spinell, Titanit; auch Blättchen oder Körnchen von Gold und Platin begleiten das Magneteisen. Manchmal sind an den Körnern jener Mineralien noch Krystallumrisse zu beobachten. Hier und da finden sich auch kleine Bröckchen von Lava, Bimsstein, Trachyt, Basalt eingestreut.

Solcher Magneteisensand bildet meist nur beschränkte und dünne Ablagerungen, wenige Zoll bis höchstens 1 Fuss mächtig in den Betten einiger Flüsse, an den Ufern einiger Landseen und an manchen Stellen der Meeresküste. Da er wahrscheinlich grossentheils das Resultat eines Schlämmprocesses zertrümmerter trachytischer und basaltischer Gesteine ist, so erscheint er vorzugsweise an solchen Gewässern, welche in vulkanischen Gegenden fliessen oder darin ihren Ursprung nehmen. Andererseits können solche Ablagerungen auch aus der Zertrümmerung älterer krystallinischer Massengesteine und Schiefer sammt den etwa darin vorhandenen Magneteisenerzlagerstätten hervorgehen. Insofern ist es eigenthümlich, dass der Magneteisensand aber auch an einigen Orten lagert, wo weit und breit kein anstehendes Gestein zur Disposition ist, von welchem man die Abkunft desselben herleiten könnte. An den Ostseeküsten gehören Magneteisensande zu den gewöhnlichen Erscheinungen, z. B. am Priwall bei Travemünde, am östlichen Theil des Warnemünder Ufers, bei Misdroy auf Wollin, bei Zinnowitz auf Usedom, am Weststrand der Düneninsel Ruden im Greifswalder Bodden. Der Sand der letzteren Localität besteht nach Deecke abgesehen von ca. 16 % Quarz aus ca. 64 % Eisenerzen (Magnetit, schwach magnetisches titansäurereiches Erz, unmagnetisches Titaneisen), ca. 30 % Silicaten (namentlich Granat, auch Epidot, Turmalin, Augit, Hornblende, Serpentin und Olivin), ca. 6 % Zirkon und Rutil. Er leitet diesen Sand aus der Zerstörung des im Geschiebemergel oder der Grundmoräne aufgespeicherten nordischen Materials ab. Neben den Schlämmungsprocessen durch das Wasser, welches die härteren, widerstandsfähigen und zugleich meist schwereren Mineralien des zerkleinerten Gesteinsschutts ansammelt, wirkt bei der Anreicherung der Eisenerze auch der Wind mit, welcher von den abgesetzten und trocken gewordenen Sanden die leichteren Körnchen, wie namentlich die Quarze, wegbläst (Mitth. d. naturwiss. Ver. für Neuvorpommern u. Rügen 4. Juli 1888).

Andere Lagerungsorte des Magneteisensandes sind: Die Gestade des Laacher Sees unweit des Rheins bei Andernach; das Rheinthal bei Philippsburg; das Donau-

Ufer bei Visegrad und die Ufer des Platten(Balaton-)-Sees in Ungarn; die Küste von Menaccan in Cornwall; die ganze Umgegend von Neapel, sowie bei Catania auf Sicilien; die Küste des kaspischen Meeres bei Lenkoran (nach O. Schneider); auf Tenerife an der Küste von Gnimar; vielorts auf Ceylon und in Brasilien; längs der Küste des atlantischen Meeres in den Vereinigten Staaten, namentlich an den Küsten von Connecticut, Rhode-Island und von einigen nahe gelegenen Inseln. Der Eisensand Canadas ist nach Sterry Hunt ein Gemenge von Magneteisen und Titaneisen.

Auf der Nordinsel von Neuseeland lässt sich der ganze Küstenstrich n. vom Kaipara-Hafen bis s. zur Taranaki-Küste auf ungefähr 180 engl. Seemeilen Länge als ein mächtiges Lager von titanhaltigem Magneteisensand (88,45 Eisenoxyduloxyd und 11,43 Titansäure) bezeichnen. An der Küste von Taranaki ist der sonst quarzhaltige Sand durch einen natürlichen Scheidungs- und Waschprocess zu ganz reinem Eisensand angereichert (v. Hochstetter, Geol. v. Neuseel. 1864. 67). — Solcher titanhaltiger Magneteisensand (auch wohl magnetischer Titaneisensand genannt, obschon er nicht zum Titaneisen gehört) findet sich ferner zu Dömitz an dem Ufer der Elbe (mit 12 % Titanoxyd nach Du-Mesnil), am Müggelsee unweit Berlin (mit 5,2 % Titansäure nach Rammelsberg), am Ufer des Schweriner und des Goldberger Sees, sowie des Tollensees in Mecklenburg. — Titaneisensand der Gegend von Rio de Janeiro führt Monazit, Granat, Turmalin, Quarz, Glimmer.

Beim Fluss Ciénaga in der columbischen Provinz Antioquia findet sich ein Sand, welcher nach Damour und Des Cloizeaux aus 65 % farbloser Zirkonkryställchen, 30 % Titaneisenerz und 5 % Magnetit besteht (Annal. chim. et phys. LI. 445).

Polygene Conglomerate und Gerölle.

So nennt man mit Naumann diejenigen klastischen Gesteine, deren einzelne Fragmente von zwei oder mehreren Gesteinsfamilien abstammen. Bald sind solche Bruchstücke verschiedener Gesteine durch ein Cäment von feingeriebenem Schutt oder von infiltrirten Substanzen (wie kohlensaurer Kalk, Eisenoxydhydrat oder Kieselsäure) zu einer mehr oder weniger festen Gesteinsmasse verbunden, bald erscheinen dieselben ohne Bindemittel lose aufgehäuft als Geröll- oder Schuttablagerung.

Manche Conglomerate der Steinkohlenformation, die meisten des Rothliegenden, die Nagelflue der Molasseformation sind von polygener Beschaffenheit. Die loseren oder festeren Ablagerungen von Gesteinstrümmern, welche sich in der Jetztzeit in den meisten Stromthälern bilden, müssen ebenfalls vorwiegend einen polygenen Charakter an sich tragen, da sie aus dem ganzen Stromgebiet zusammengeschwemmt werden.

Die Zusammensetzung der polygenen Conglomerate ist natürlicherweise ungemein schwankend, da die verschiedensten Combinationen der einzelnen Gesteine unter einander möglich sind, eine Beschreibung derselben kann daher nicht versucht werden. Thonschiefer, Quarzfels, Kieselschiefer, Granit, porphyrische Gesteine, Glimmerschiefer, Gneiss haben vorwaltend das Material zu derlei polygenen Conglomeraten geliefert. So finden sich z. B. im Rothliegenden Quarzit-Gneiss-Conglomerat, Granit-Glimmerschiefer-Conglomerat, Quarzit-Granit-Conglomerat, Granit-Thonschiefer-Conglomerat, Quarzporphyr-Granit-

Conglomerat, von denen jedes, nur nach den vorwaltendsten Bestandtheilen benannt, meist auch noch Bruchstücke anderer Gesteine enthält. In dem unteren Rothliegenden der Gegend von Zwickau und Chemnitz erscheinen z. B. Conglomerate mit Geröllen von Quarz, Granulit, carbonischen Quarzporphyren, Melaphyr, Kieselschiefer, Phyllit, Gneiss, Granit, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Kohlensandstein.

Nur der Nagelflue (ein schweizerisches Wort, herstammend von der Ähnlichkeit, welche die auf der Gesteinsoberfläche hervortretenden rundlichen Geschiebe mit Nagelköpfen besitzen), als eines der charakteristischsten polygenen Conglomerate sei hier mit einigen Worten gedacht. Trümmer von Kalksteinen (namentlich aus Lias und Jura) und Sandsteinen, gewöhnlich stark abgerundet und untermengt mit Geröllen von Grauwacke, Kieselschiefer, Quarz, Granit, Porphyr, Gneiss werden durch ein in den meisten Fällen spärliches Bindemittel von gelblichgrauem oder weisslichem, bisweilen auch rothem kalkigem Sandstein zusammengehalten und bilden mehr oder weniger deutliche Schichten. Die Kalksteingeschiebe der Nagelflue zeigen häufig die merkwürdige Erscheinung der gegenseitigen Eindrücke (Bd. I. 496), auch andere Formveränderungen, sowie Aushöhlung im Inneren; vgl. J. J. Früh, Beiträge z. Kenntn. d. Nagelflue in der Schweiz, Denkschr. d. schw. naturf. Ges. XXX. 1888.

Die Nagelflue, ein stellenweise sehr mächtiges Glied der alpinen tertiären Molasseformation, lagert namentlich in verschiedenen Theilen der Schweiz; aus ihr besteht der Rigi, ein grosser Theil des Waadtlandes und von Freiburg; sie setzt die n. und n.w. Alpenvorberge zusammen, vom Bodensee bis zum Genfersee; die meisten grossen Seen am Ausgang der schweizerischen Querthäler liegen in der Nagelflue; sie erstreckt sich bis nach Württemberg und Bayern, bis in die Thäler von Vorarlberg, Tirol, Salzburg und Steiermark hinein. Wie Bachmann hervorhebt, pflegt die Nagelflue in ihrer horizontalen Verbreitung als mehr oder weniger ausgedehnte dreieckige Partieen aufzutreten, welche ihre Ähnlichkeit mit Delta-Ablagerungen von Flüssen auf den ersten Blick zu erkennen geben, womit auch die nordwärts erfolgende auffällige Verkleinerung der Gerölle zusammenhängt (Jahrb. des S. A. C. XI).

B. Studer unterscheidet folgende Abarten:

1) Bunte Nagelflue; die Gerölle bestehen aus den verschiedensten krystallinischen Silicatgesteinen, namentlich aus Quarz, Gneiss, rothem und grünem Granit, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Porphyr, Serpentin, grünen Schiefern, Gabbro, rothem Jaspis u. s. w., denen sich nur selten ein Kalkgeröll beigesellt. Am Nordrand und in dem Osttheil der Schweizer Alpen.

2) Kalknagelflue; vorwiegend aus Kalksteinen und Sandsteingeröllen zusammengesetzt; sie zerfällt in die

subalpine Nagelflue, deren dicht zusammengepresste Kalksteingerölle meist dunkelfarbig sind und aus den Alpen (namentlich den Südostalpen) stammen (im Entlebuch, am Rigi, Rossberg, bei Stein in Toggenburg) und in die

jurassische Nagelflue, deren Gerölle vorwaltend aus hellfarbigem Kalkstein des Jura bestehen, in den Cantonen Bern, Solothurn, Basel, Aargau, auch im Klettgau.

Über die polygenen Conglomerate und Breccien des Flysch in der Schweiz vgl. Ch. Sarasin, N. Jahrb. f. Min. Beilagcb. VIII. 1893. 180.

Mit dem Namen Sparagmit (von σπάραγμα, Bruchstück), welchen Esmark zuerst 1829 für gewisse grauwackenähnliche Gesteine aufstellte, bezeichnete Kjerulf 1860 in erweitertem Sinne klastische Massen Norwegens, welche vorwiegend aus scharfkantigen oder abgerundeten Bruchstücken anderer Felsarten bestehen, namentlich aus Feldspath, Quarz und Thonschiefer; sie nähern sich bald polygenen Conglomeraten oder Breccien, bald Sandsteinen, Quarziten, Grauwacken oder Arkosen. Die fossilfreie Sparagmitformation liegt auf dem krystallinisch-schieferigen Grundgebirge und gehört im Allgemeinen zu der unteren Primordialzone.

Sandsteine und sedimentäre Schiefer.

Quarzsandstein, Sandstein.

(Sandstone, grit (grobkörniger S.), grès.)

Der Quarzsandstein oder gewöhnliche Sandstein besteht aus kleinen Körnchen von Quarz, welche durch ein Bindemittel von sehr verschiedener Natur verbunden sind.

Die Quarzkörner erreichen die Grösse einer Erbse und darüber und sinken andererseits zu sehr kleinen Dimensionen herab, so dass bald grob-, bald sehr feinkörnige Sandsteine entstehen. Durch das Grösserwerden der Körner gehen die Sandsteine in Conglomerate über. Die Quarzkörner sind meist scharfeckig ausgebildet, seltener durch Abschleifung zugerundet. Daubrée hat gezeigt, dass die Sandkörner von sehr kleinen Dimensionen, welche durch das fliessende Wasser fortgeführt werden, in der That immer eckig bleiben (Bull. soc. géol. XV. 274); aller Sand, der feiner ist als ca. $\frac{1}{10}$ mm Korngrösse (ungefähr die Grösse von Körnern, welche in schwach bewegtem Wasser schwimmen können) wird eckig bleiben. Ebenso machte auch Sorby, im Gegensatz zu vielverbreiteten unrichtigen Vorstellungen, noch besonders auf die Scharfkantigkeit der Quarzkörner sowohl in den gröberen als in den feineren britischen Sandsteinen aufmerksam (Nature, 22. Febr. 1877). Nur wo Quarzkörner, wie im Wüstensand eine Friction durch den Wind erleiden, scheint ihnen eine vollkommen rundliche Abwetzung eigen zu sein. — Bei einem und demselben Sandstein ist die Korn-

grösse in der Regel recht übereinstimmend; findet das Gegentheil statt, so sind gewöhnlich eckige und abgerundete Körner mit einander verbunden.

An manchen Quarzkörnern sind Spuren von Krystallflächen deutlich wahrzunehmen, es kommen selbst in mehreren Sandsteinbildungen, namentlich im Steinkohlensandstein, Buntsandstein, Quadersandstein und Braunkohlensandstein solche Sandsteine vor, die aus völlig ausgebildeten, oder durch gegenseitigen Contact verzogenen Quarzkrystallen zusammengesetzt sind; die Krystalle zeigen entweder P allein oder in Combination mit ∞P. Derlei Sst.e, welche Naumann krystallinische Quarzpsammite nennt, führen in der Regel nur eine sehr geringe Menge von Bindemittel, weshalb sie dann gewöhnlich eine lockerkörnige und etwas poröse Beschaffenheit besitzen und in Sande übergehen. Man weiss jetzt, dass es sich hier um alte klastische Sandmassen handelt, auf deren allothigenen Quarzkörnern authigene krystallinische Kieselsäure in übereinstimmender krystallographischer und optischer Orientirung zum Absatz kam (vgl. S. 540). Zuerst dürfte Daubrée gelegentlich der Vogesensandsteine davon gesprochen haben (Descr. géol. et minér. du Dép. du Bas-Rhin, Strasbourg 1852). Geahnt hatten allerdings wohl schon Voigt (Kleine mineralogische Schriften 162), zum Theil auch Deluc und Saussure, dass vieler Quarzsand aus einer chemischen Auflösung der Kieselsäure durch Krystallisation entstanden sei. Knop machte zuerst (N. Jahrb. f. Min. 1874. 282) darauf aufmerksam, dass jeder solcher kleinen Quarzkrystalle in seinem Inneren ein abgerundetes und nicht selten noch mit einer rothen oder gelben Schicht von Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat überzogenes Sandkörnchen birgt, welches theils durch die durchsichtige Krystallumhüllung hindurch zu sehen, theils aber noch an den Contactflächen je zweier benachbarter Kryställchen freiliegend zu erkennen ist; in jedem dieser Quarzkryställchen sieht er nichts anderes als das Product des Fortwachsens bereits abgelagerter und abgerundeter Quarzkörperchen in einer Kieselsäurelösung. — Törnebohm hob für einen festen Quarzit aus Dalekarlien (wie es scheint, ohne die Beobachtung von Knop zu kennen) hervor, dass derselbe auf solche Weise aus Sandstein hervorgegangen sei, dessen ehemalige Quarzkörner oft noch an einer sie überziehenden Hülle röthlichbraunen Staubes zu erkennen sind und betonte namentlich zuerst, dass die darum neu abgesetzte Kieselsäure zwischen gekreuzten Nicols allemal mit denselben Farben polarisirt, wie das innerliche Korn (Stockh. geol. Fören. Förh. 1876/77. III. 217). — Bonney beobachtete darauf dieselbe Erscheinung in archäischen Quarziten von Shropshire, erwähnt aber weder Knop noch Törnebohm (Q. journ. geol. soc. XXXV. 1879. 666). — Ausführlich werden so beschaffene Sandsteine alsdann besprochen von Sorby in seiner überhaupt für die Kenntniss der Sandsteine sehr wichtigen Adresse an die Geologische Gesellschaft in London (ebendas. XXXVI. 1880. Proceedings 62; »sand with quartz, chemically deposited on the surface of the grains«). Auch Arthur Phillips berichtet darüber kurz in seiner ebenfalls sehr bemerkenswerthen Abhandlung: On the constitution and history of grits and sandstones (ebendas. XXXVII. 1881. 10). — Weitere speciellere Daten brachte Klemm (Z. geol. Ges. XXXIV. 1882.

792), welcher jenen Quarzabsatz »das ergänzende Kieselsäurecäment« nennt, sowie O. Lang ebendas. XXXIII. 1881. 233. — Vgl. auch noch A. A. Young (im Excerpt, N. Jahrb. f. Min. 1883. I. 67); Irving, welcher so die Consolidation von Quarzsandsteinen zu Quarziten im grossen Maassstabe erklärt (Am. Journ. sc. (3) XXV. 1883. 401); ferner Irving und van Hise im Bull. U. S. geological survey Nr. 8. 1884 (exc. N. Jahrb. f. Min. 1884. I. 223 und 1887. I. 68).

Ausgezeichnete Sandsteine dieser Art mit ergänzender krystallisirter Kieselsäure finden sich vielorts: z. B. schon in amerikanischen Sandsteinen der Potsdam-Gruppe. Im Millstone-grit Englands und Schottlands, u. a. im Kohlensandstein von Edinburgh, Sheffield, Cumberland, vielverbreitet im Vogesensandstein (Vogesen, Hardt, Schwarzwald), im Keupersandstein von Weiler und Kirnwestheim in Baden, im Quadersandstein am sog. Tanzplatz bei Grüllenburg im Tharandter Walde, bei Paulshain und Ruppendorf (Naumann, Erlänt. z. geogn. Karte d. Kgr. Sachsen. V. 365), im Braunkohlensandstein bei Mutzschen in Sachsen. Hierher gehören auch die Sandsteine aus dem Fuldaischen, welche bereits Gutberlet beschrieb, wo die Kieselkörner des Thonsandsteins und des reinen Kieselsandsteins sich auf weite Strecken hin krystallinisch erweisen, indem jedes Sandkorn als ein Individuum erscheint. Bei einiger Aufmerksamkeit konnte schon er die durch krystallinische Ausscheidung an Ort und Stelle herausgebildeten Körner leicht von den durch mechanische Zerstörung und Abreibung anderswo entstandenen klastischen unterscheiden. Vorzüglich reich an vollkommenen Krystallen sind die grauen, aus einem dem Rauchquarz ähnlichen Quarz bestehenden Sandsteine zwischen Dirlos und Dassen (Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt 1861, Nr. 27. S. 51; auch N. Jahrb. f. Miner. 1861. 860).

Die Quarzkörner der Sandsteine sind meistens weiss oder wasserhell und farblos und lassen häufig u. d. M. Einlagerungen erkennen, wie sie den Quarzen der krystallinischen Massengesteine und Schiefer eigen sind, z. B. Reihen und Bänder von Flüssigkeitseinschlüssen. Dass er die meisten Quarzkörner der Sst.e arm an Flüssigkeitseinschlüssen oder frei davon befand, will Lang dadurch erklären, dass die grösseren Quarze am leichtesten nach den Flächen zerbrechen, in welchen die Flüssigkeitseinschlüsse eingelagert vorkommen, wodurch dann vorzugsweise einschlussarme Partieen als Körner geliefert werden (Z. geol. Ges. 1881. 228). — Wie Schafhäutl angibt, kommen in manchen Sst.en anstatt der Quarzkörner bald eckige, bald rundliche Körner oder Klümpchen von amorpher Kieselsäure vor, während es hier und da auch kleine keilförmige Splitter von amorpher Kieselsäure sind, welche die Sandsteine zusammensetzen. Die Körnchen amorpher Kieselsäure sind theils durchsichtig und glänzend (bisweilen schön rosenroth bis fleischroth und smaragdgrün gefärbt, welches durch eingeschlossene Infusorien, Xanthidium hirsutum erzeugt sein soll), theils durchscheinend und muschelig brechend, theils undurchsichtig und matt, wie mit Mehl bestreut (N. Jahrb. f. Min. 1846. 648). — Die Quarzkörner der gröberen Sst.e und die kleineren Gerölle, welche sich nicht selten in diesen einstellen, zeigen mitunter die schon Bd. I S. 502 berührte Eigenthümlichkeit, dass ihre glänzende Oberfläche gleichsam geätzt erscheint, wie wenn ein Auflösungsmittel darauf eingewirkt hätte.

Das Cäment der Sandsteine ist, wie erwähnt, sehr verschiedener Art, bald kieselig, bald thonig oder kaolinisch, bald kalkig, bald eisenschüssig u. s. w. Dasselbe wurde theils aus Lösungen abgeschieden, theils als im Wasser suspendirte Theilchen zwischen den Quarzkörnern zum Absatz gebracht, theils stammt es aus einer Zersetzung der den Quarz begleitenden klastischen Gemengtheile. Weiter unten werden die Sst.e rücksichtlich der Natur ihres Bindemittels noch genauer specificirt. Die Menge desselben ist schwankend; nur selten herrscht es indessen vor, in den gewöhnlichsten Fällen besitzen die Quarzkörner weitaus das Übergewicht, und in manchen Sst.en scheint ein verkittendes Cäment gänzlich zu fehlen. Die Festigkeit der Sst.e ist am bedeutendsten bei den durch ein kieseliges Bindemittel zusammengehaltenen, bei denen mit thonigem oder kalkigem Cäment wird gewöhnlich durch die verschiedene Menge desselben die Festigkeit nicht verändert.

Mit der Beschaffenheit des Bindemittels steht auch die Farbe der Sandsteine im Zusammenhang: bei den cämentlosen, bei denen mit kieseligem, rein kalkigem oder thonigem Bindemittel sind grau und weiss in den verschiedensten Nüancirungen die Hauptfarben; ein stark beigemengtes Bindemittel von Eisenoxydhydrat oder Eisenoxyd bringt gelbe, braune oder rothe Farben hervor; graugrün oder dunkelgrün sind die Glaukonit enthaltenden, dunkelgrau bis schwarz die durch bituminöse und kohlige Substanzen gefärbten Sst.e. Nicht selten sind buntfarbige Sst.e, in welchen verschiedene Farben in Gestalt von Flecken, Streifen, Flammen, Wolken und Adern mit einander verbunden sind.

Ausser den Quarzkörnern kommen noch andere makroskopische Beimengungen in den Sandsteinen vor. Namentlich sind es helle Glimmerschuppen oder Sericithäute, welche, zumal in den thonigen Sst.en vielverbreitet, selten fehlen. Im Maulser Thal in Tirol bilden seidenglänzende Sericitblätter ein förmliches Cäment zwischen den Quarzkörnern eines Sst., ja zwischen den Quarzgeröllen eines Conglomerats, welches zum Verrucano (Buntsandstein) gehört (A. Pichler, N. Jahrb. f. Min. 1871. 268). In einigen Sst.en erscheinen auch Feldspathkörner, theils frisch, theils zu Kaolinknöllchen zersetzt; durch Zunahme der Feldspathkörner geht arkose-ähnlicher Sst., dann Arkose hervor. Klemm beobachtete in einem Keupersst. von Kirnwestheim um die trüben klastischen Feldspathe eine völlige oder partielle Umhüllung von farbloser authigener Feldspathsubstanz, welche optisch genau wie jene orientirt ist, und in welche sich nicht nur die Spaltungssprünge, sondern auch, wo sie einen Plagioklas umrindet, dessen Zwillingslamellirung fortsetzt (Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 794). Auch im Arkosesst. vom Eagle river in Michigan sind zufolge van Hise Feldspathfragmente durch secundär abgesetzte Feldspathsubstanz in krystallographisch gleichmässiger Weise vergrössert worden (Am. Journ. of sc. (3) 1884. XXVII. 399; 1885. XXX. 231). — Glaukonitkörner treten in mergeligen, kalkigen und thonigen Sst.en auf. Andere accessorische Beimengungen, welche indess hier und da auf ansehnliche Erstreckung hin in bedeutender Menge in Sst.en erscheinen, sind Bleiglanz (Bleiberg bei Commern in der Eifel, Welzheim und Neunheim in

Württemberg) Weissbleierz (Commern; Diesfurth und Vilseck in Bayern), Kupferlasur und Malachit (Chessy bei Lyon, Horgen, Flötzlingen und Freudenstadt in Württemberg, Wallerfangen und St. Barbara unfern Saarlouis, Thalitter und Haingründau in Oberhessen), auch Volborthit. Die kupfererzführenden Sst.e finden sich namentlich in weiter Verbreitung an der Westseite des Urals, zur permischen (Dyas-) Formation gehörend.

Aus zahlreichen Untersuchungen ergibt sich, dass — abgesehen von dem Orthoklas und Plagioklas, die vielfach zu Kaolin verwittert sind, von Muscovit, Sericit und Biotit (vielfach wie ein aufgedrehter Strick aufgeblättert), Eisenerzen, Glaukonit und Theilen amorpher Kieselsäure — auch eine grosse Menge von fremden mikroskopischen Mineralien in den verschiedenen Sandsteinen mehr oder weniger weit verbreitet ist. Zu ihnen, die grösstentheils allothigene Einschwemmungen darstellen, gehören:

Zirkon (in runden Körnern und ganz scharfen Krystallen) sowie Rutil (in runden Körnern, abgerundeten Säulchen und noch ziemlich scharfen Krystallen), beide oft früher beobachtet, von Thürach in allen den zahlreichen von ihm untersuchten Sst.en gefunden; der Zirkon ist gewöhnlich reichlicher als der Rutil; besonders häufig ist der letztere in bis 0,5 mm grossen Körnern (nebst Granat) im Kohlensst. von Flöha bei Chemnitz. Über den Zirkon im Lower Bagshot Sand von Hampstead s. Allan Dick in Nature, Mai 1887. 91.

Nicht minder verbreitet als Zirkon und Rutil, aber meist in beträchtlich geringerer Menge vorhanden ist zufolge Thürach der Anatas, in sehr klar und scharf ausgebildeten dünnen Tafeln und Krystallgruppen, grossentheils von anthigener Natur. Wichmann beobachtete honiggelbe quadratische Durchschnitte und spitze stahlblaue, parallel den Mittelkanten gestreifte Pyramiden von Anatas (0,015 mm hoch) in Sst.en der Oranien-Inseln bei Nowaja Semlja (Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 539). — Brookit in meist gelblichen dünnen Tafeln von starkem Diamantglanz und starker Lichtbrechung, meist abgerollt, aber auch authigen, im ganzen seltener als der Anatas; z. B. Kohlensst. von Skalitz in Mähren, Tigersst. vom Holdersbachthal bei Schapbach, Infraliassst. von Burgpreppach in Unterfranken, violetter Buntsst. von Gambach bei Karlstadt, New red sandstone von Bristol in England, in Schilfsst. Frankens u. s. w. (Thürach).

Turmalin, recht häufig verbreitet, z. B. im silurischen Fucoidensst. von Westgothland, im Buntsst. von Weschnitz im Odenwald, vom Vormwald im Spessart, Stetten bei Karlstadt, von Liebhardts in der Rhön, Loretto bei Freiburg i. Br., Löwenberg in Schlesien, Hallstatt in Oberösterreich (sehr häufig), im Tigersst. von Rippoldsau, Quadersst. des Tharandter Waldes, Meeressst. von Weinheim, Permsst. von Cumberland. — Granat, ähnlich wie Turmalin, nicht ganz so häufig, z. B. cambrischer Sst. von Barmouth in Nordwales, Devonsst. von Ladock in Cornwall, oberer Liassst. von Seizincote in Gloucestershire (diese nach Phillips), untersilurischer Sst. von Lodi in Wisconsin, Tigersst. vom Holdersbachthal bei Schapbach (sehr häufig), Buntsst. von Plagwitz bei Löwenberg in Schlesien, Lettenkohlensst. vom Faulen Berg bei Würzburg, Semionotussst. von Jobstgreuth

bei Windsheim (sehr häufig, mit Krystallflächen), Infraliassst. von Kulla Gunnarstorp in Schweden, Muschelsst. von La Molière im Canton Freiburg (sehr häufig, nach Thürach).

Apatit, den vorherigen nachstehend, z. B. Kohlensst. von Skalitz in Mähren, Weissliegendes von Altenmittlau (sehr häufig), Buntsst. von Liebhardts in der Rhön, Lettenkohlensst. vom Faulen Berg bei Würzburg, Stubensst. von Burgpreppach und von Ebern in Unterfranken u. s. w. — Staurolith, viel häufiger fehlend als vorhanden, meist spärlich, z. B. im Buntsst. von Plagwitz bei Löwenberg in Schlesien, im Anoplophorasst. vom Rothen Kreuz bei Würzburg, Quadersst. von Sirgwitz bei Löwenberg, Infraliassst. von Seinstedt in Braunschweig; häufig in den tertiären Sst.en von Hüttisheim und von Figanières im Dép. Var. — Picotit, sehr selten, in den Sst.en vom Faulen Berg und vom Rothen Kreuz bei Würzburg spärlich, im feinkörnigen grünlichgrauen Gosausst. vom Mattekopf bei Imst in Tirol reichlich von Thürach beobachtet. — Hornblende wird von Phillips in den Devonsst.en von St. Allen nnd Dairy in Cornwall, von Thürach im Tigersst. vom Holdersbachthal bei Schapbach angegeben.

Anger, Min. Mitth. 1875. 154.
Klemm, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 778.
Sorby, Qu. journ. geol. soc. XXXVI. 1880; Presidents address, Proc. 46.
Phillips, ebendas. XXXVII. 1881. 6.
Sandberger, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 193.
H. Thürach, Verh. physik.-med. Ges. zu Würzburg; Neue Folge XVIII. Nr. 10. 1884.

Über die merkwürdigen Imprägnationen mit fremdartigen Mineralien, welche Sandsteine im Contact mit Eruptivmassen erfahren haben, vgl. II. 729. Über die m Contact mit Basalt in eigenthümlicher Weise verglasten Sandsteine vgl. III. 99.

Als accessorische Bestandmassen treten in den Sandsteinen auf: Drusen von Kalkspath-, Cölestin- und Quarzkrystallen, Concretionen von Eisenoxydhydrat, welches nicht selten Kugeln formt (Adlersteine), Concretionen von Hornstein und Feuerstein, welche auch bisweilen netzförmige Adern bilden, Knauer und Streifen von Carneol (Carneolsandstein, in der Nähe von Karlsruhe, Baden und Waldshut weit verfolgbar als Zwischenbildung zwischen der unteren und oberen Abtheilung des Buntsst.), auch Drusen mit Carneolrinde und innen weissem Quarz, weingelbem Schwerspath, wasserklarem und violettem Flussspath und Kalkspath (vgl. Graeff in Z. f. Kryst. XV. 376); ferner Phosphoritknollen, mitunter über fussgross im Durchmesser (z. B. vielverbreitet in den Grünsanden der nordfranzösischen Kreideformation, namentlich in den Départements der Seine inférieure, der Oise, des Pas-de-Calais, du Nord, der Aisne, der Haute-Marne, der Aube und Yonne, in der mittleren Kreideformation Englands bei Guildford und Farnham, in Bedfordshire; vgl. J. F. Walker in Ann. a. Magaz. of nat. hist. VIII. 1866. 381), flach linsenförmige oder rundliche Nester von Thon von gelber bis rothbrauner oder grüner Farbe (die sog. Thongallen, welche namentlich in den Sst.en der Buntsandsteinformation verbreitet sind; vgl. v. Cotta, N. Jahrb. f. Min. 1848. 135), knollige Kugeln von Eisenkies, Bohnerz, Krystallgruppen

von Kupferlasur (Chessy bei Lyon), Nieren von Aluminit (im Quadersst. von Kralup bei Mühlhausen nach Raffelt, Verh. geol. R.-Anst. 1878. 360); goldgelbe bis braunrothe Körnchen des fossilen Harzes Siegburgit (welches vielleicht ein fossiler Storax ist, als Cäment sandiger Concretionen des Tertiärs bei Siegburg unweit Bonn, Ber. d. chem. Ges. XVII. 1884. 2742); Geschiebe von Bernstein oder bernsteinähnlichen Harzen (z. B. im Grünsand von Dives nach Cuvier, im Quadersst. von Obora in Mähren nach Boué) u. s. w. — Auf Klüften der Sandsteine sitzen Quarz, Kalkspath, Adular (oberes Carbon von Flöha), Flussspath (cambrischer Sst. von Hardenberga in Schonen), Schwerspath. — Organische Einschlüsse finden sich ebenfalls in den Sandsteinen, allein bei weitem nicht in ähnlicher Anzahl wie in den kalkigen Gesteinen; die eingeschlossenen Reste von Muscheln, Schnecken u. s. w. haben meist ihre kalkige Schale verloren nnd erscheinen gewöhnlich als Steinkerne oder verkieselt; in letzterem Zustande bieten sich auch häufig Pflanzenreste dar. Es ist eine Eigenthümlichkeit, dass die organischen Überreste sich meistentheils nur in solchen Sandsteinen finden, welche reich an Bindemittel, und dass sie in eisenschüssigen rothen Sandsteinen nur äusserst spärlich vorhanden sind.

Der sog. Hilssandstein der Kreideformation aus der Hilsmulde, welcher bei flüchtiger Betrachtung in nichts von einem gewöhnlichen reinen und feinen Quarzsandstein abweicht, ist, wie zuerst Woeckener berichtete und dann Zittel bestätigte, in weitaus den meisten Proben überwiegend aus Spongien-Stabnadeln zusammengesetzt oder enthält eine Menge von Hohlräumen, welche denselben entsprechen; neben den sehr vorherrschenden einfachen, an einem Ende abgestumpften, am anderen zugespitzten Stabnadeln liegen auch vereinzelte dreizinkige Anker und äusserst seltene Gabelanker oder Vierstrahler. Die feinen einfachen oder gegabelten Stäbchen in der Mitte der Hohlräume sind die ans Quarz oder Chalcedon bestehende Ausfüllungsmasse der ursprünglich hohlen Axen der Nadeln, welche sich nach der Auflösnng der letzteren erhalten hat (Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 663. 787).

Sind in den Sandsteinen die Glimmerblättchen in reichlicher Menge vertreten und besitzen sie eine vorwiegend parallele Lage, so wird eine schieferige Structur der Sandsteine hervorgebracht, welche alsdann Sandsteinschiefer genannt werden. Auch durch die lagenweise Vertheilung von accessorischen Bestandmassen oder von organischen Einschlüssen wird eine Parallelstructur der Sst.e vermittelt, welche sich ebenfalls noch in anderer Weise darin offenbart, dass häufig Sandsteinlagen mit einander abwechseln, welche verschiedene Grösse der Quarzkörner oder verschiedene Farben besitzen.

Schichtnng, oft in sehr grosser Deutlichkeit ausgebildet, ist den meisten Sst.en eigen, bisweilen nur dünne Platten, bisweilen mehrere Fuss mächtige Bänke bildend; je dünner die Schichtung ist, desto ausgezeichneter ist sie zu erkennen, während sie bei sehr mächtigen Schichten nicht so deutlich hervortritt. Zwischen den einzelnen Schichten finden sich nicht selten dünne Zwischenlagen von Thon, Mergel oder Schieferthon. Senkrechte Klüfte, welche mitunter an-

haltend ganze mächtige Schichtensysteme durchsetzen, erzeugen in Verbindung mit den Fugen zwischen den einzelnen Schichten eine manchmal sehr regelmässige Abtheilung in Quadern, Säulen und Pfeiler, wie sie z. B. in bekannter Vollkommenheit der Quadersandstein der sächsischen Schweiz und des südlichen Harzrandes, der Macignosandstein Italiens aufweist. Kugelige Gesteinsformen mit concentrisch-schaliger Structur sind bei den Sst.en im Ganzen selten; sie erscheinen z. B. im Kohlensst. von Friedrichroda am Thüringer Wald (nach Philippi), im Devonsst. von Vadsöe am Varangerfjord in Finnmarken (nach Keilhau), im Sst. der schottischen Insel Egg (nach Macculloch), in den tertiären Sst.en Javas (nach Junghuhn). Eine locale Bindung durch kohlensauren Kalk erzeugt die schönen, in Reihen geordneten concentrisch-schaligen Sandsteinkugeln von Felek bei Klausenburg in Siebenbürgen (nach Anton Koch). — Die schon Bd. I. 529 ff. besprochenen Erscheinungen der Wellenfurchen, Thierfährten, Leistennetze, Pseudomorphosen nach Steinsalz u. s. w. finden sich auf den Schichtungsflächen der Sst.e.

Die Übergänge der Sandsteine in andere Gesteine erfolgen nach der Natur und Menge des Bindemittels; durch Zunahme eines thonigen Bindemittels verlaufen dieselben in Thone und Letten, Sst.e mit kalkigem oder mergeligem Bindemittel verwandeln sich durch Zunahme desselben in Kalkstein, Mergel und Mergelschiefer, durch Zurücktreten des Bindemittels werden die Sst.e bald zu körnigem Quarzfels, bald zu losem Sand. Nehmen die Quarzkörner an Dicke zu, so dass sie die Grösse von Haselnüssen und darüber erreichen, oder stellen sich zwischen den Quarzkörnern einzelne grössere Gerölle ein, so geht der Sst. in Conglomerat über.

Die Sandsteine, aus denen oft ausserordentlich mächtige Schichtensysteme bestehen, welche ganze Gebirgsmassen aufbauen, gehören keiner besonderen geologischen Periode an, sondern haben sich in allen sedimentären Formationen von den ältesten bis zu den jüngsten abgelagert (S. 730 ff.).

Eine besondere Hervorhebung verdienen noch die von Diller entdeckten und beschriebenen Gänge von Sandstein (Sandstone-dikes), welche in den cretaceischen Schieferthonen und Sandsteinen zwischen der Coast Range und dem Sacramento-Thal im n.w. Californien, meist zu mehreren parallel geschaart und oft an der Oberfläche verticale Mauern bis zu 20 Fuss Höhe bildend, aufsetzen; einer dieser Gänge ist bei einer Mächtigkeit bis zu 8 F. auf 9½ Miles Länge zu verfolgen. Der sehr feinkörnige Sandstein besteht zu 40% aus meist eckigen Quarzkörnchen, ausserdem aus Plagioklas, Orthoklas, Biotit, wenig Serpentin, Titanit, Magnetit, Zirkon, wobei ein kalkiges Cäment diese klastischen Gemengtheile verbindet. Da manche Gänge die Oberfläche nicht erreichen, und die tafelförmigen Mineralpartikel parallel den Gangwänden aufrecht stehen, ist ein Hineingewehtwerden des Materials in offene Spalten ausgeschlossen, vielmehr ein Aufgepresstwerden von sandbeladenem Wasser in Spalten wahrscheinlich, wie dies in der That mehrfach längs durch Erdbeben entstandener Spalten wahrgenommen wurde. Parallele Spalten sind auch mit losem Sande ausgefüllt

(Bull. geol. soc. of America I. 1889. 411). Ähnliche Sandsteingänge wurden übrigens schon 1833 von Darwin in Patagonien, 1841 von J. D. Dana in Oregon beobachtet.

Je nach der Natur des Bindemittels pflegt man die Sandsteine in folgende Abtheilungen zu bringen:

Kieseliger oder quarziger Sandstein.

Die Quarzkörner werden durch ein kieseliges Bindemittel zusammengehalten, welches meistens nur in spärlicher Menge vorhanden ist, so dass die einzelnen Quarzkörner sich fast gegenseitig berühren. Sofern aber das kieselige Cäment in grösserer Menge erscheint, sind die einzelnen Quarzkörner sehr innig durch eine hornsteinartige Masse zu einem sehr harten und festen Gestein verwachsen, wobei sie häufig mit blossem Auge nicht mehr deutlich von dem Cäment unterscheidbar sind; man hat früher derlei Gesteine Glaswacke genannt. Namentlich in diesen kieseligen Sandsteinen findet sich die oben erwähnte Erscheinung der krystallisirten Quarze mit dem »ergänzenden« Kieselsäurecäment (S. 716); ausser und bisweilen neben diesem tritt aber auch dio Kieselsäure in Form eines Aggregates selbständig orientirter Quarzindividuen als Bindemittel ziemlich häufig auf (vgl. Klemm a. a. O. 795).

Die kieseligen Sst.e sind besonders häufig in der Braunkohlenformation Böhmens, Schlesiens, Hessens, auch in der Kreideformation, z. B. bei Wehrau in der Lausitz und am Nordrand des Harzes. Zu solchem kieseligen Sst. gehören die sog. Knollensteine der sächsischen Braunkohlenformation z. B. um Halle, compacte feine Sst.e mit 2—3 mm grossen Quarzkrystallen; sie erscheinen als bis viele Centner schwere Knollen oder bis 2 Fuss dicke Platten, welche gleichsam ein Pflaster in sandigen und thonigen Schichten bilden und nach Wolff bis zu 99,02 % SiO_2 bei nur 1,16 Al_2O_3 und Fe_2O_3 enthalten; vgl. Laspeyres, Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 294. — Ein aus Chalcedon bestehendes Cäment fand Klemm in dem sehr harten feinkörnigen isabellgelben Tertiärsandstein von Butte d'Aumont bei Paris (Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 784). Auch in einem äusserst harten Sst. vom Kuillu in Westafrika besitzt nach Küch das kieselige Bindemittel radialfaserige chalcedonartige Structur, welche sich zwischen gekreuzten Nicols durch viele schwarze Kreuzchen zu erkennen gibt (Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 122). Ähnliches beobachteten Cohen und Deecke in dem glaukonitführenden Arnagerquarzit aus dem Senon Bornholms.

An diese kieseligen Sst.e reihen sich diejenigen, bei welchen ein förmliches Netz von Hornsteintrümern Partieen eines weicheren Sandsteins umschliesst, welche an der Oberfläche häufig herausgewittert sind (Heidelberg und Regenstein bei Blankenburg).

In einigen Sst.en dürfte auch Opal das Bindemittel sein; Anger macht dies z. B. für den Braunkohlensst. von Homberg in Hessen wahrscheinlich, worin er u. d. M. ein durch fremde Einschlüsse verunreinigtes isotropes Cäment fand. Nach Klemm führen die harten Braunkohlensst.e vom Wintermühlenhof und Quegstein im Siebengebirge ein an den meisten Stellen völlig isotropes Opalbindemittel (a. a. O. 783). In einem Quarzitsandstein aus Paraguay lagert zufolge Pöhlmann ein amorphes, durch Eisenoxyd gelbroth gefärbtes Opalcäment oft schichtenweise um die Quarze (N. Jahrb. f. Min. 1886. I. 246). In Neusüdwales zwischen Baltina und Lismone

erscheint ebenfalls ein Opalsandstein, Quarzkörner, z. Th. krystallisirt, gebnnden durch farbenspielende Opalpartieen (nach G. Ulrich).

Kalkiger Sandstein.

Das Bindemittel ist vorherrschend kohlensaurer Kalk und bald reichlich, bald spärlich vorhanden; man kennt Sandsteine mit einem Gehalt von 30 % und darüber an kohlensaurem Kalk. Neben dem $CaCO_3$ sind in dem Bindemittel auch häufig Mengen von $FeCO_3$ und von $MgCO_3$ vorhanden. So beschaffen ist nach Zeuschner und Schafhäutl der Fucoidensst.; der Karpathen-(Fucoiden-) Sandstein von Poronin in der Tatra enthielt z. B. in seinem Bindemittel 8,75 % $MgCO_3$; nach C. v. Hauer der Wiener Sandstein. In den von Letzterem untersuchten 22 Sst.en war das Maximum des unlöslichen Rückstands 98,10, das Minimum 15,87 %; $CaCO_3$ schwankte von 0,62 bis 81,10, $MgCO_3$ von 0,42 bis 8,80, $FeCO_3$ von 0,64 bis 4,86 % (Jahrb. geol. R.-Anst. 1855. 42; N. Jahrb. f. Min. 1856. 533). Auch ist das Kalkcäment oft durch äusserst feinvertheilte Quarzkörnchen sandig oder durch kohlige Theile bituminös. Der kohlensaure Kalk ist theils als dichter Kalk zwischen den Quarzkörnern fein vertheilt, theils durchdringt er den Sst. als Kalkspath, dessen Spaltungsflächen sich hier und da beobachten lassen, wodurch die Bruchflächen des Sst. ein schillerndes Ansehen gewinnen.

Bei dem kalkigen, sog. krystallisirten Sandstein aus dem Oligocän des Seinebeckens von Fontaineblean unweit Paris zwängt der kohlensaure Kalk den Sandstein, welcher ⅝ der Masse ausmacht, in die Rhomboëdergestalt $-2R$; nach Anger ist in der äusseren Zone der Rhomboëder der Kalkspath reichlicher als im Inneren, bildet aber durch die ganze Krystallform hindurch zwischen den Quarzkörnern ein einheitliches Individuum, dessen Zwillingslamellirung überall gleichmässig orientirt ist (Min. Mitth. 1875. 156). Ein ähnliches Vorkommniss von »krystallisirtem Sandstein« findet sich bei Langenricke unfern Brilon in Westphalen, die Rhomboëder sind aber nicht so schön und gross; durch Zusammenhäufung derselben entstehen gerundete und knollige Concretionen (Lottner, Z. geol. Ges. XV. 1863. 242). Lottner erwähnt auch krystallisirten Sst., dem von Fontainebleau ähnlich, von der Friedrichs-Bleierzgrube bei Tarnowitz in Schlesien (ebendas. XVII. 1865. 441), Březina ein anderes Vorkommniss, ebenfalls als $-2R$ gestaltet, von Sievring bei Wien (Verh. geol. R.-Anst. 1869. 370). Merkwürdig ist der Sst. in Form von Kalkspath, welchen Blum beschrieb: Im Bärenthälchen bei Ziegelhausen unfern Heidelberg finden sich in dem mittleren Buntsst. kugelige, sphaeroidische und knollenförmige Concretionen von kalkigem Sst., welche einen Kern besitzen, der aus einer freien Krystallgruppe in der Form von Kalkspath, aber gänzlich aus Buntsst. bestehend, gebildet wird. Diese Gestalten zeigen das gewöhnliche Kalkspathskalenoëder R3, die Grnppen haben 2—4 und mehr Zoll im Dnrchmesser. Die Krystallgrnppen unterscheiden sich von den vorhin erwähnten dadurch, dass sie keine Spur von kohlensaurem Kalk mehr enthalten. Vermuthlich waren sie ursprünglich ähnlich gebildet wie diese, aber später eindringendes kohlensäurehaltiges Wasser löste das Kalkcarbonat auf und setzte wohl etwas Kieselsäure an dessen Stelle, wodurch die Festigkeit der Gruppen gewann; einige Krystallformen haben bei diesem Process auch eine Zurundung der Spitzen erfahren (N. Jahrb. f. Min. 1867. 230; vgl. über weitere Vorkommnisse Klocke, ebendas. 1869. 714). Ähnlich und auch kalkfrei, aber als

—2R oder —2R.∞R gebildet, sind die »krystallisirten Sandsteine« von Allerheiligen im Schwarzwald (Bücking, N. Jahrb. f. Min. 1879. 54), sowie die ebenfalls als R3 erscheinenden in dem Sandsteinfelsen der Ruine Hohkönigsburg bei Schlettstadt (zufolge van Werveke). — In den Eocänsandsteinen aus dem Bobbiobach bei Vellauo im Apennin findet sich Calcit als Cäment, in welchem Quarzkörner, Eisenoxyd, Muscovit, Biotit, Chlorit und Turmalin liegen (C. Riva, Giorn. mineral. etc. III. 1892. 253). Kalkspath-Sst.e der Kreideformation erscheinen bei Ville-en-Bray unfern Beauvais in Frankreich, bei Folkestone in England, auch hier und da in Sachsen und Böhmen.

Die Farbe der kalkigen Sst.e ist meistens gelblich- oder grünlichgrau, seltener weiss oder gelb; ihre Festigkeit ist durchgängig nicht sehr bedeutend. Mit Säuren brausen sie mehr oder weniger lebhaft und es bleiben, wenn das Bindemittel rein kalkiger Natur ist, nur die zu Sand zerfallenden Quarzkörner zurück. Die kalkigen Sst.e sind sehr verbreitet, namentlich in den jüngeren Formationen, der Kreide- und der Tertiärformation. In der jüngeren Molasseformation am Jura bildet ein fester hellbrauner Sst. bedeutende Ablagerungen, dessen kalkiges Bindemittel eine ausserordentliche Menge zerstückelter Muschelschalen einschliesst. Im Diluvium Ostpreussens sind concretionäre Sandsteinkugeln nicht selten, deren Bindemittel aus ca. 35 % $CaCO_3$ besteht. — Doch kommen kalkige Sst.e auch schon im Carbon und der Dyas der Gegend von Zwickau vor. — Das 5,44 % ausmachende Bindemittel eines Sst. von Kritzendorf befand C. v. Hauer aus 66,2 Eisenoxydulcarbonat, 18,5 Magnesiacarbonat, 15,3 Kalkcarbonat zusammengesetzt.

Der unter dem Coral-rag (Middle Oolite) lagernde kalkige Sst. (Calcareous grit) von der Küste Yorkshires, welcher viele in Achat verwandelte Molluskenschalen enthält, liefert nach Sorby's Untersuchungen bei der Behandlung mit HCl einen sandähnlichen Rückstand, welcher aber u. d. M. sich nicht als Quarzsand zu erkennen gibt, sondern aus kleinen nierenförmigen Achat-Körperchen besteht. Diese Körperchen sind bald fast rein kugelig, bald eiähnlich, bald echt nierenförmig und messen von 0,17—0,063 mm; sie sind wie grosse Achate oft schichtenförmig struirt, bisweilen mit einem Hohlraum im Inneren, und enthalten mitunter Kalk; Sorby vermuthet, dass hier die Ausfüllungen von Foraminiferenschalen vorliegen (Quart. journ. geol. soc. VII. 1851. 1).

Dolomitischer Sandstein mit einem dolomitischen Bindemittel findet sich in der Buntsandsteinformation des Saalethales bei Jena, bei Aussen an der Südseite des Hunsrücks, bei Sulzbach in den Vogesen, in den Sst.en des oberen Rothliegenden von Gössnitz und Meerane.

Weisse oder röthlichweisse, durch Gyps cämentirte Sandsteine erscheinen in den oberen, Gyps führenden Lagen des Buntsst. bei Weisbach am Kocher; der Gyps ist meist deutlich darin zu erkennen, auch stellenweise in rundlichen platten Concretionen angehäuft. Von Ludovic Ville wurden bei Wargla, bei Tuggurt und im Wed-Souf, von Vatonne in den Umgebungen von Ghadames in der Sahara ungeheure Mengen von Gypskrystallen beobachtet, welche Sand einschlossen. An letzterem Orte, wo sie sich auf dem Grunde eines ausgetrockneten Sees gebildet zu haben scheinen, enthalten sie selbst bis zu 60 % Sand (Mission de Ghadamès. 1862. 375). — In Russland lässt sich von der Wolga bei Simbirsk bis ins Desna-Gebiet des Gouv. Smolensk und weiterhin nach einer scheinbaren oder wirklichen Unterbrechung in den Gouv. Mohilew und Minsk bis in das Gouv. Grodno eine nach Grewingk zur oberen Kreideformation gehörige Ablagerung

von Knollen eines Phosphoritsandsteins verfolgen; die dunkelbraunen Knollen bestehen bei Grodno wesentlich aus Quarzsand mit etwas Glaukonit (ca. 50%) und Phosphorit (über 38%) als Bindemittel; nebendem enthalten sie noch 5½% Dolomit und Eisenoxydulcarbonat.

Erwähnt sei hier noch, dass in den tertiären Sst.en der Gegend von Kreuznach, bei Rockenberg und Münzenberg in Hessen, Baryt als Cäment auftritt; auch seine stetig ausgedehnten Spaltungsflächen sind in diesen Sst.en bemerkbar. Kugeln von Baryt liegen ebenfalls darin, im Inneren häufig einen kugelförmigen Raum enthaltend, der mit losem Sand erfüllt ist (vgl. Laspeyres, Z. geol. Ges. XIX. 1867. 891). v. Dechen erwähnt ein Bindemittel von krystallinischem Schwerspath in einem Sst. auf der Zeche Altstaden bei Oberhausen. Auch in der Gegend von Pyrmont, Basel, Milhau (Dép. Aveyron) und in den Hawkstone-Hills (England) findet sich Baryt in den Buntsst.en eingesprengt. Durch Cölestin cämentirte Sandsteinsphaeroide beobachtete Gergens bei Hahnheim w. von Oppenheim in Rheinhessen (N. Jahrb. f. Min. 1855. 172).

Thoniger Sandstein.

Als Bindemittel der Sandkörner erscheint Thon (oder Letten) von verschiedenen lichten, weissen, graulichen, gelblichen, grünlichen, blassröthlichen Farben, von denen oft verschiedene in Form von Streifen, Adern, Wolken abwechseln. Beim Anhauchen geben diese thonigen Sst.e einen charakteristischen Thongeruch. Das Bindemittel ist häufig ziemlich reichlich vertreten, wodurch eine grössere Weichheit herbeigeführt wird. Die thonigen Sst.e sind meistens feinkörnig, die kleinen Quarzkörnchen, welche beim Schlämmen zurückbleiben, gewöhnlich sehr scharfkantig. Silberweisse oder gelbe Glimmerblättchen, welche durch ihren Parallelismus schieferiges Gefüge hervorrufen, sind wie auch Feldspathkörner in ihnen nicht selten, von accessorischen Bestandmassen erscheinen namentlich die oben (S. 720) erwähnten Thongallen häufig. Übergänge erfolgen in Grauwacke, in eisenschüssigen, mergeligen und bituminösen Sst., in sandigen Thon und Schieferthon.

Sandsteine mit thonigem Cäment sind wohl die häufigsten von allen. Sie fehlen in keiner Formation und sind vorzugsweise in der Buntsandsteinformation ausserordentlich entwickelt.

Knotenerz nennt man einen eigenthümlichen, zur Buntsandsteinformation der Eifel gehörenden thonigen Sandstein, welcher durch seinen ausserordentlichen Reichthum an eingesprengten Bleiglanzkörnern ausgezeichnet ist. S. von Commern ist hier eine mächtige Sandsteinablagerung bis zu bedeutender Tiefe auf das regelmässigste mit Bleiglanz imprägnirt, dessen Gewinnung im grossartigen Massstabe betrieben wird. In dem sog. Wackendeckel, welcher ein Conglomerat ist, erscheint blätteriger Bleiglanz; vgl. u. a. Blanckenhorn, Abh. z. geol. Specialk. v. Preussen VI. 2. 1885. In der Umgegend finden sich ebenfalls Imprägnationen des Sst. mit Malachit und Kupferlasur (z. B. bei Berg). Ähnliche Lagerstätten von kupfererzführendem Sandstein kennt man auch bei Rohden im Waldeckschen, bei Wallerfangen in der Gegend von Saarlouis.

Kaolinischer Sandstein.

Ein Sandstein mit einem weisslichen oder graulichen, aus Kaolin bestehenden Bindemittel. Röthlichweisse Körner und Brocken von Orthoklas, in frischem oder zersetztem Zustande liegen oft darin, nur selten Glimmerblättchen. Phillips beobachtete innerhalb des aus Zersetzung von Feldspathpartikeln hervorgegangenen Kaolin-Cäments neugebildete kleine Quarzkryställchen. Der kaolinische Sst. geht in Arkose (vergl. S. 651) über. Im Rothliegenden von Schwarzkostelez in Böhmen, von Lindenau und Voigtsdorf in Schlesien, auf der s. Seite des Hunsrücks. Seine Einlagerungen im Grauwackengebirge von Steinheide am Thüringer Wald werden als feuerfeste Gestellsteine benutzt. Nach Casiano de Prado erscheinen kaolinische Sst.e in weiter Verbreitung als untere Kreideschichten in der Provinz Leon.

Mergeliger Sandstein.

Ein Sandstein mit mergeligem oder thonig-kalkigem Bindemittel; dies Cäment, welches zwar oft sehr reichlich vertreten ist, indess meistens an Menge den Quarzkörnern nachsteht, nähert sich bald mehr dem Kalk, bald mehr dem Thon und ist bisweilen durch ungemein feinvertheilte Quarzkörnchen etwas sandig, bisweilen durch Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat etwas eisenschüssig. Die mergeligen Sst.e gehen über in sandigen Mergel und Mergelschiefer.

Die mergeligen Sst.e sind vielverbreitet, zumal in der Buntsandstein- und Keuperformation. Zu ihnen gehören auch der graue Sst. des Grauliegenden, manche Fucoidensst.e, der Blättersst. des Mainzer Beckens z. Th. sowie viele Molassesst.e. Von den Molassesandsteinen der Schweiz führt Studer folgende Abänderungen auf: 1) Gemeine Molasse; Körner von Quarz, in Gemeinschaft mit solchen von Kieselschiefer, Orthoklas, auch Glimmerschüppchen sind durch ein feinsandiges Kalkmergelbindemittel verbunden; diese Sst.e sind von bläulich- bis grünlichgrauer Farbe, leicht zersprengbar und von unbedeutender Härte, brausen stark mit Säuren; führen zuweilen Stückchen von Pechkohle und Knollen von Eisenkies; weit verbreitet in den Umgebungen von Bern, Luzern, Freiburg, am Bodensee. 2) Mergelmolasse, gemeine Molasse mit eingemengten Streifen bunter Mergel; in der Nähe des Jura. 3) Knauermolasse, sehr lockerer Sst., reichliche Knauer von Mergelkalk oder Kieselkalk, auch von festerem Sst. umschliessend; in den inneren Thälern des Jura. 4) Muschelsandstein, thoniger oder mergeliger Sst., von grösserer Härte, mit zahlreichen Steinkernen und Bruchstücken von Conchylienschalen; die Schalen sind nicht selten verschwunden, und in den Hohlräumen ist Kalkspath krystallisirt; im Aargau, bei Solothurn. Vgl. den kalkigen Sandstein.

Eisenschüssiger Sandstein.

Bei dem eisenschüssigen Sandstein bildet Eisenoxydhydrat oder Eisenoxyd das Bindemittel, häufig in inniger Verbindung mit etwas Kalk oder Thon. Die Farben sind daher gelblichbraun, rothbraun, braun, bisweilen erscheint die Masse durch ungleiche Vertheilung des Oxyds gefleckt. Die sog. Tigersandsteine,

charakteristisch für die untere Region des Buntsandsteins, enthalten Brauneisen, Psilomelan und Wad als Flecken und kleine Putzen, welche nach Sandberger und Eck ursprünglich eisen- und manganhaltige Dolomitknollen waren, die bis auf diese Reste von kohlensäurehaltigem Wasser gelöst wurden (N. Jahrb. f. Min. 1875. 72). Die Quarzkörnchen der eisenschüssigen Sst.e sind meist mit einem ganz dünnen Anflug von Eisenoxydhydrat oder Eisenoxyd umhüllt. In dem Bindemittel finden sich nicht selten sehr feine Sandtheilchen und Glimmerschüppchen.

Diese Sst.e sind in der Regel arm sowohl an accessorischen Bestandmassen als an organischen Überresten. Sie sind fast in allen Formationen vertreten, lagern aber namentlich in der devonischen Formation (old red sandstone), im Rothliegenden, in der Buntsandstein- und Keuperformation. — Der blauschwarze Buntsst. oberhalb Neckargemünd ist durch Manganoxyd gefärbt (Benecke und Cohen, Geogn. Beschr. d. U. v. Heidelberg 300). — In Klein-Augesd bei Teplitz findet sich, wie Breithaupt erwähnt, ein 4—6 Zoll mächtiges Flötz von Quarzgeröllen, welche durch Eisenkies verkittet sind (Paragenesis d. Min. 23 u. 47).

Glaukonitischer Sandstein.

(Grünsandstein, Greensand.)

Die grünlichen glaukonitischen Sandsteine sind durch ihren Gehalt an Glaukonit ausgezeichnet; dieses graugrüne Mineral, ein wasserhaltiges Silicat von vorwiegend FeO (oder Fe_2O_3) mit K_2O, auch etwas Al_2O_3 und CaO, ein dichtes Aggregat von winzigen, doppeltbrechenden, schwach pleochroitischen Schüppchen, erscheint als kleine, hirsekorngrosse, schiesspulverähnliche Körnchen neben den Quarzkörnern liegend und das Bindemittel ist alsdann kalkig oder mergelig, während in anderen glaukonitischen Sst.en das Bindemittel selbst zum Theil aus pulverigem Glaukonit besteht. Die Glaukonitkörner, welche bald spärlich, bald reichlich in diesen Sst.en liegen, zerblättern sich bei der Verwitterung in lauter concentrische Kugelhüllen und das Eisenoxydul des Glaukonits verwandelt sich dabei in Eisenoxydhydrat, wodurch die grünliche Farbe des Gesteins nach und nach in eine lichtbräunliche verändert wird.

Die mikroskopischen Untersuchungen von Ehrenberg haben dargethan, dass viele Glaukonitkörnchen Steinkerne von Foraminiferenschalen sind, welche von der Glaukonitsubstanz ausgefüllt und später aufgelöst wurden. Reuss konnte zwar manche der von ihm untersuchten Glaukonitkörner als Incrustationen oder Erfüllungen von Foraminiferenschalen deutlich erkennen oder aus den zerfallenen Stücken solcher Gehäuse-Ausfüllungen ableiten, sprach sich aber gegen die Verallgemeinerung der Beobachtung Ehrenberg's aus und hielt die grosse Mehrzahl der Körner für Concretionen, die sich von innen nach aussen gebildet hätten. Auch Gümbel sagt: »So augenscheinlich nun auch die Bildung des Glaukonits in den Kammerhöhlungen der Foraminiferen oder auch in Hohlräumen anderer Seethierchengehäuse, namentlich kleiner Gastropoden, Pteropoden, Serpulen und Ostracoden ist, und so sicher auch zahlreiche der jetzt ohne orga-

nische Umhüllung von Schalen mit dem Sande frei gemengt vorkommenden Körner dem Verfallen aufgelöster, mit Glaukonitsubstanz ausgefüllter Gehäuse ihre Entstehung verdauken, so gibt es doch ausserdem noch viele Glaukonitkörner, welche weder ihrer Grösse noch ihrer Form nach auf einen solchen Ursprung zurückzuführen sind.« Er denkt sich dieselben als Entoolithe (vgl. I. S. 488) gebildet. An der Oberfläche von Gasbläschen habe sich als dünne Rinde eine Glaukonithaut abgesetzt, und innerhalb derselben sei dann durch Intussusception die weitere Ausfüllung erfolgt. Diese Glaukonitbildung sei allemal in der Nähe der Küsten oder in nicht beträchtlicher Tiefe der Meere vor sich gegangen. — Die Glaukonitkörner, welche sich in den grünlichen Sanden und bläulichen Schlammen der heutigen Tiefsee-Absätze finden, sind aber zum Theil ganz offenbare Steinkerne von Foraminiferen, zum Theil haben sie rundliche Form mit oft warziger Oberfläche; da es häufig den Anschein hat, dass der Absatz von Glaukonit die Foraminiferenschalen zersprengt habe, so liegt die Vermuthung nahe, dass auch die rundlichen Körner Steinkerne sind, welche nach der Ablösung der Schale weiterwuchsen (Murray und Renard).

Glaukonitische Sst.e kennt man zwar schon in den älteren Formationen (wie in der Grauwacke von Bornholm und dem Untersilur der Gegend von St. Petersburg), ihre Hauptentwickelung fällt jedoch in die Kreideformation, wo sie namentlich im Turon Westphalens, Sachsens und Englands sehr verbreitet sind. Die Senongruppe ist beträchtlich glaukonitärmer; der tertiäre Wienersandstein, der untere Meeressand des pariser Eocänbeckens, sowie die Molasse der Schweiz ist dagegen wieder reicher an Glaukonit. Körner desselben liegen auch in dem pliocänen Sand von Antwerpen.

Ehrenberg, Über d. Grünsand u. seine Erläuterung d. organischen Lebens. Berlin 1856 (Abhandl. d. Berl. Akad.); auch Beitrag z. Kenntn. d. Natur u. Entstehung d. Grünsandes, Monatsber. d. Berl. Akad. 1854. 374. 384; ferner ebendas. 1858. 295. 324 und 1862. 599.

Bailey, The Annals and Mag. of nat. hist. (2) XVIII. 1856. 425.

H. Rogers, Report of the geol. surv. of New-Jersey. Philadelphia 1836.

H. B. Geinitz, Das Quadersandsteingebirge 1850.

A. Reuss, Sitzgsber. Wiener Akad. 1860. 147.

Anger, Min. Mitth. 1875. 157.

Fr. Dewalque, Ann. soc. géol. de Belg. II. 3; vgl. N. Jahrb. f. Min. 1875. 422.

Haushofer, Journ. f. prakt. Chemie XCVII. 353.

Klemm, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 787.

Gümbel, Sitzgsber. Münchener Akad. 1886. 417. — Forschungsreise S. M. S. Gazelle. II. Theil: Physik u. Chemie. S. 1.

Murray u. Renard, Report on Deep-Sea-Deposits (»Challenger«-Voyage), London 1891.

Bituminöser Sandstein.

Einige Sandsteine sind mit feinzertheilten kohligen Substanzen gemengt, ihre Farbe ist grau bis schwärzlich, beim Erhitzen verlieren sie meist ihre kohligen Theile und werden licht. Andere Sst.e sind durch Asphalt zusammencämentirt (Asphaltsandstein, Pechsand); dazu gehört u. a. der tertiäre Sst. von Bechelbronn im Elsass. Vgl. darüber Asphalt, S. 638.

Wie es bei den Kalksteinen geschah, so möge auch für die Sandsteine (und Sande) ein kurzes Verzeichniss der geologischen Varietäten folgen. Diese Benennungen knüpfen sich hier gleichfalls nicht an petrographische Unterschiede, sondern an eine bestimmte stratigraphische Stellung, an eine ausgezeichnete Localität oder an einen charakteristischen Petrefactengehalt.

Unguliten- und Obolus-Sandstein mit Obolus Apollinis Eichw., zum Cambrium der Ostseeprovinzen gehörig.

Eophyton-Sandstein, Scolithus-Sandstein von Kalmar, Medusen-Sandstein von Lungnaas, zum Cambrium Schwedens gehörig.

Potsdam-Sandstein und Calciferous-Sandstone, zum Cambrium des Staates New-York.

Llandeilo flags, glimmerreiche in Platten abgesonderte grauwackenartige Sandsteine, zur unteren englischen Silurformation.

Caradoc-Sandstein, darüber lagernd, ebenfalls dem englischen Untersilur angehörend.

Medina-Sandstein und Clinton-Sandstein, zur sog. Niagara-Gruppe, d. h. zur unteren Abtheilung des Obersilurs in Nordamerika gehörig.

Oriskany-Sandstein, zum obersten Silur in Nordamerika.

Cauda-Galli-Sandstein, Schoharie-Sandstein } zur devonischen Ober-Helderberg-Gruppe in Nordamerika gehörend.

Catskill-Sandstein, das oberste Devon Nordamerikas.

Spiriferen-Sandstein mit zahlreichen Spiriferenspecies, mit Grauwacken und Thonschiefern die untere Abtheilung der rheinischen und harzer Devonformation bildend.

Verneuili-Sandstein, mit Spirifer Verneuili (disjunctus), zum Oberdevon der Gegend von Aachen.

Old red Sandstone, zur englischen und schottischen Devonformation gehörend.

Culm-Sandstein, Flötzleerer Sandstein, Mühlsteinsandstein, millstone grit } zur Steinkohlenformation gehörend.

Kupfersandstein, zur russischen Dyasformation gehörig und durch seinen Reichthum an eingesprengten Kupfererzen ausgezeichnet.

Grauliegendes oder Weissliegendes, durch Auslaugung entfärbte Sandsteine der obersten Zone des Rothliegenden; die Kupfererze, welche dieselben imprägniren, führen den Namen Sanderz.

Lower new red sandstone, in England dem Rothliegenden entsprechend.

Grödener Sandstein, in Südtirol zur alpinen Dyas gehörig.

Buntsandstein, Bezeichnung für die untere Formation der Trias; ihm entspricht in England der Upper new red sandstone.

Vogesen-Sandstein (grès de Vosges, Hauptbuntsandstein), mittlere Abtheilung der Buntsandsteinformation in den Vogesen.

Voltzien-Sandstein mit Voltzia heterophylla, über dem vorigen lagernd, obere Abtheilung des Buntsandsteins in den Vogesen und SW.-Deutschland.

Werfener Schichten, zur unteren alpinen Trias gehörend, Aequivalent des Buntsandsteins.

Keupersandstein, allgemeine Bezeichnung für die Sandsteine der Keuperformation.

Lettenkohlen-Sandstein, zur untersten Etage der Keuperformation gehörig.

Anoplophoren-Sandstein (mit Anoplophora lettica) oder Widdringtonien-Sandstein, zum unteren Keuper oder der Lettenkohlengruppe.

Semionotus-Sandstein, obere Schicht des mittleren Keupers, z. B. in der Gegend von Würzburg.

Schilfsandstein (stellenweise reich an Equiseten und Calamiten), auch Baustein von Stuttgart genannt, vorwiegend zur oberen Etage der Keuperformation gehörig.

Lunzer Sandstein, znr oberen alpinen Trias gehörig, Aequivalent des Schilfsandsteins.

Bonebed-Sandstein, zur ansseralpinen rhätischen Gruppe gehörig.

Lias-Sandstein, allgemeine Bezeichnung für die Sandsteine der Liasformation.

Thalassiten-Sandstein mit vielen Thalassiten, zum Lias gehörig.

Angulatus-Sandstein, mit Ammonites angulatus Schl. zum Lias α Schwabens gehörig.

Dogger, ursprünglich ein kalkiger und eisenschüssiger Sandstein, lagert in Yorkshire unmittelbar auf dem Lias.

Portlandsand, zum englischen Upper Oolite gehörend (reich an Glaukonit; Wiltshire, Dorsetshire).

Deister-Sandstein, zur Wealdenformation des n.w. Deutschlands gehörig.

Hastingssand auch Ironsand, zur Wealdenformation Englands gehörig, namentlich in den Küstengegenden um Hastings entwickelt.

Hils-Sandstein (unterer Quadersandstein Beyrich's), zur Neocombildung der Kreide (in Hannover und Braunschweig).

Godula-Sandstein, zum Gault Oberschlesiens.

Copitzer Grünsandstein, zum Turon der sächsischen Quaderformation (Kreide).

Grünsand von Essen, znr Kreideformation Westphalens (Cenomanbildung) gehörig.

Lower greensand (Shanklinsand) und Upper greensand, der englischen Kreideformation angehörend, jener dem Neocom, dieser dem Cenoman entsprechend.

Mulatto, eiu glaukonitischer Kreidesandstein in Irland.

Unterer, mittlerer und oberer Quadersandstein, in Sachsen und Böhmen zur oberen Kreideformation (Cenoman, Turon und Senon) gehörend.

Pläner-Sandstein, zur oberen Kreideformatiou in Sachsen und Böhmen.

Bildhauersandstein, ein turonischer Quadersandstein der Kreide in Sachsen und Böhmen.

Tassello, ein Sandstein der Kreideformation in Istrien.

Karpathen-Sandstein und Wiener Sandstein, Sandsteine von der unteren Kreide bis hinauf in das Ober-Eocän begreifend.

Nummuliten-Sandstein mit vielen Nummuliten, eocän, zur Nummulitenbildung.

Fucoiden-Sandstein mit Fucoidenresten, eocän, zur Flyschbildung.

Gurnigel-Sandstein } eocäne Sandsteine der Schweizer Alpen.
Rallig-Sandstein }

Sog. Taviglianaz-Sandstein (Taveyannaz-Sandstein), ein Glied des alpinen Eocäns, von St. Bonnes bei Grenoble bis zum Säntis, ist zwar an sehr vielen Stellen ein leibhaftiger Sandstein, anderswo aber ein klastisches Glied der Diabasfamilie, auch wohl gar ein massiger Diabas. Ein Taviglianaz-Sandstein der Windgällengruppe in Uri bestaud aus noch recht frischen, lichtgelblichgrünen Augiten, scharfkantigeu Quarzsplittern, zersetzten Orthoklasen und kleineren frischeren Plagioklasen, bräunlichen etwa 1 mm grossen Hornblendesplittern, Chloritputzen, Magnetit nnd Calcit (vgl. C. Schmidt, N. Jahrb. f. Min. 1888. II. 80 und Beilageb. IV. 1886. 399).

Macigno, grünlichgrauer eocäner Sandstein in Oberitalien.

Thanet-Sand, unterstes Eocän (Paleocän) in Südengland.

Sande von Bracheux und Soissons, unterstes Eocän (Paleocän) in Nordfrankreich.

Bagshot- und Bracklesham-Sand, im Eocän Südenglands.

Sande von Beauchamp, im oberen Eocän Nordfrankreichs.

Headonhill-Sand, zum unteren Oligocän Englands.

Sandstein von Fontainebleau, zum mittleren Oligocän des Seinebeckens.

Stettiner Sand nnd Magdeburger Sand, zum marinen Mitteloligocän Norddeutschlands.

Cerithien-Sandstein, brackisch } des österreichischen Neogens.
Leitha-Sandstein, marin }

Meeressand von Weinheim (Pectunculus-Sand), unterste oligocäne Abtheilung des Mainzer Beckens.

Blättersandstein mit vielen Blattabdrücken, miocän im Mainzer Becken (Laubenheim, Oppenheim, Wetterau, von Nauheim bis Münzenberg).

Knochensand von Eppelsheim (Dinotherien-Sand) mit vielen Säugethierknochen, oberste miocäne (pliocäne) Ablagerung des Mainzer Beckens.

Bokuper Sandstein, miocän in Mecklenburg.

Braunkohlensandstein, Sandstein der deutschen Braunkohlenformationen.

Sansino, oberpliocäne Sande im Arnothal.

Molasse-Sandstein, Sandstein der Tertiärformation am Nordrand der Alpen.

Neuester Meeressandstein, dessen Bildung an einigen Küsten noch fortschreitet.

Die Sandsteine rühren weitaus der Hauptsache nach von der Zerstörung quarziger Gesteine her und ihre klastischen Theile wurden mit Hülfe des Wassers geschichtet und cämentirt (beim Sandstein des Rothliegenden vom Beckerschacht bei der goldenen Höhe unfern Dresden macht Klemm für den Quarz auf Grund seiner ziemlich gut erhaltenen dihexaëdrischen Umrisse und seines Gehalts an scharfen dihexaëdrischen Glaseinschlüssen eine Abstammung aus Quarzporphyr geltend, a. a. O. 796). Noch in der Gegenwart bilden sich an den Meeresküsten, insbesondere wärmerer Regionen Sandsteine da, wo die Gewässer zusammengeschwemmte lose Sandkörner durch ein Bindemittel verkitten, zu welchem vorzugsweise der von Muschelschalen herrührende kohlensaure Kalk dient; so in der Meerenge von Messina, an der Insel Rhodos, an mehreren Stellen der kleinasiatischen Küste, an der Küste von Trankebar; der Sandstein ist anfangs von weicher Beschaffenheit, wird aber nach und nach sehr fest und hart.

Die Glimmerschuppen in den Sandsteinen werden wohl hauptsächlich als zugeschwemmte klastische Fragmente betrachtet, hervorgegangen aus der Zerstörung glimmerhaltiger krystallinischer Gesteine. G. Bischof dagegen denkt sich dieselben an Ort und Stelle durch hydrochemische Umwandlungsprocesse gebildet (Chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 1449. 1459; 2. Aufl. III. 132). Alle Glimmerblättchen von messbarer Grösse seien in den klastischen Sand- und Thongesteinen secundärer Entstehung, da in den heutigen Schlammabsätzen der Flussgewässer sich der Glimmer zu unendlich feinen Stäubchen zermalmt findet; auch müsste es befremden, dass die Sandsteine fast ausschliesslich weisse Glimmerblättchen führen, da doch die krystallinischen Gesteine, aus denen man dieselben entstanden sein lässt, auch, und vielleicht vorwiegend schwarzen Glimmer enthalten. Das fast ausschliessliche Vorkommen der Glimmerblättchen auf den Schieferungsflächen erkläre sich daraus, dass sich gerade auf diesen Flächen die Gewässer bewegen, welche hier theils Umwandlungen in der Masse des Gesteins bewirken, theils die zur Glimmerbildung erforderlichen Bestandtheile zuführen. v. Richthofen ist gleichfalls der Ansicht, dass diejenigen Glimmerblättchen des rothen Grödener Sandsteins in Südtirol, welche regelmässig sechseckige Gestalt besitzen und genau parallel der Schichtung gelagert sind, wohl nur als Neubildungen aus einer Zersetzung des Gesteins herzuleiten sind (Geogn. Beschr. v. Südtirol 1860. 48). Wenn auch im Allgemeinen, und besonders da, wo das klastische Sandsteinmaterial keinen weiten Weg zurückgelegt hat, seine Glimmerschüppchen nicht zu gross erscheinen, um nicht noch als Fragmente zumal der ehedem viel grösseren Blätter gelten zu können, wenn ferner die

Schieferungsflächen der Sandsteine gerade erst durch die parallel gelagerten Glimmerblättchen hervorgebracht werden, so ist doch das Vorwiegen des weissen und das ungemein seltene Auftreten des schwarzen Glimmers, sofern die Blättchen als Einschwemmungen betrachtet werden, in hohem Grade auffallend, und es dürfte trotzdem die gewiss richtige Ansicht aufrecht zu erhalten sein, dass wenigstens ein Theil der Glimmerblättchen und zwar vor allem die krystallisirten an Ort und Stelle auf wässerigem Wege gebildet worden seien; namentlich scheinen zersetzte Feldspathe zu ihrer Entstehung das Material geliefert zu haben.

Über die verschiedenen Bindemittel der Sandsteine theilt Bischof in seiner Geologie (1. Aufl. II. 1630, auch z. Th. 2. Aufl. III. 137) sehr bemerkenswerthe Betrachtungen mit, welche sich an die daselbst zusammengestellten chemischen Untersuchungen solcher Cämente von Carl Schmidt anreihen. Die Bindemittel sind offenbar theils als Lösungen durch Gewässer eingeführt worden, theils verdanken sie ihre Entstehung einer Umwandlung von Substanzen, welche ursprünglich mit den Sandkörnern gemengt waren; ersterer Art sind höchst wahrscheinlich die aus Carbonaten bestehenden Bindemittel der Sandsteine (kalkiger, dolomitischer Sandstein); dasselbe ist vermuthlich bei manchen blos aus Silicaten oder aus Kieselsäure mit nur wenig beigemischten Basen bestehenden Bindemitteln der Fall, deren sehr geringe Mengen mit dieser Bildungsweise wohl übereinstimmen. Die thonigen Bindemittel rühren aber zweifelsohne von der Zersetzung von Feldspathen her, welche sich manchmal im kaolinisirten Zustande in den Sandsteinen finden, und deren Verbleib sonst befremden würde, weil die meisten krystallinischen quarzführenden Gesteine auch feldspathhaltig sind.

Die gewöhnlichen Zersetzungsproducte des Feldspaths, Kalisilicat und Thonerdesilicat cämentirten, durch Gewässer fortgeführt, die Sandkörner in den Umgebungen der zersetzten Feldspathe. Da Kieselsäure häufig den kohlensauren Kalk verdrängt, so ist es denkbar, dass Sandsteine mit kalkigem Cäment in solche mit kieseligem Cäment umgewandelt werden, wenn Kieselsäuresolutionen dieselben durchdringen.



Im Anhang an den Sandstein mag hier noch der eigenthümliche »biegsame Sandstein« aufgeführt werden. Nach dem Berge Itacolumi bei der Stadt Villa rica in der brasilianischen Provinz Minas Geraes hatte v. Eschwege einen schieferigen Quarzsandstein mit einem Gehalt an Talk-, Chlorit- und Glimmerblättchen Itacolumit genannt. Dieser Itacolumit selber verdiente kaum eine Hervorhebung durch einen besonderen Namen, wenn er auch in seiner durch 17 Breitegrade hindurchgehenden Erstreckung in Brasilien eine bedeutende Mächtigkeit erlangt (Serra do Espiuhaçs und Los Vertentes, Serra do Carrassa bei Inficionado, Serra do Itambé bei Villa do Principe, Serra do Canastra und Marçella bei Bambui os Pyrenéos) und durch allerhand accessorische Mineralien ausgezeichnet ist, wie Eisenglanz, Magnetit, auch Martit (die Pseudomorphose von Eisenglanz nach Magnetit), ferner bisweilen Gold hält und für die brasilianischen Diamanten das Muttergestein darstellt, wie Zincken (1820) und v. Humboldt (1826, Poggend. Annal. VII. 520) schon vermutheten, Claussen (1841), Virgil v. Helmreichen (1846) sowie Heusser und Claraz nachwiesen (Z. geol. Ges. XI.

1859. 448). Er lagert meist auf krystallinischen Schiefern, wird manchmal conglomeratartig und zeigt nach Hensser und Claraz stellenweise die deutlichsten Wellenspuren. Zufolge C. Fr. Hartt (Geology and phys. geography of Brazil, Boston & London 1870) ist er wahrscheinlich untersilurischen Alters. In diesem sog. Itacolumit kommen nun aber gewisse, seit langer Zeit (1780, vgl. z. B. C. A. Collini, Remarques sur la pierre élastique du Brésil, Mannheim 1805) bekannte Lagen vor, welche in dünnen Platten eine sehr deutliche Biegsamkeit zeigen, was zu dem Namen Gelenkquarz, elastischer Sandstein, elastischer Quarz Veranlassung gab; letztere Bezeichnungen sind insofern unrichtig, als die Platten keine elastische Biegsamkeit besitzen. »Grosse Platten schwanken bei aufrechter Stellung mit Geräusch wie dickes Sohlleder hin und her« (Quenstedt), daraus geschnittene längere Prismen lassen sich in der Mitte mehrere Zoll hoch emporheben, wobei die Enden die Unterlage noch berühren. Diese so beschaffenen Lagen sind aber nur ganz vereinzelt in dem Sandstein und es ist nicht gerechtfertigt, die Namen Itacolumit überhaupt und biegsamer Sandstein als identisch zu setzen. Andere Vorkommnisse von ähnlich sich verhaltendem Sandstein sind später aus Pennsylvanien, aus Nordcarolina (am Saraw Mount in Stokes Co., vgl. Wetherill im Amer. journ. of sc. (2) LIV. 1867. 62), Südcarolina, Georgia, sowie aus der Gegend von Delhi in Ostindien (vgl. Berendt, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 253) bekannt geworden.

Was nun die Ursache der Biegsamkeit anbetrifft, so hatte Klaproth (Beiträge z. chem. Kenntniss der Mineralkörper II. 115) eigentlich schon im Anfange dieses Jahrhunderts das Richtige getroffen, als er angab, dass die Quarzkörner des damals blos bekannten brasilianischen »gelenkartig ausgeschweift« seien. Heusser und Claraz führten (Z. geol. Ges. 1859. 448) die Biegsamkeit darauf zurück, dass »nachdem die Talk-, Chlorit- und Glimmerblättchen ausgewaschen oder zersetzt sind, die Quarztheilchen Spielraum zu kleiner Verschiebung erhalten«. Tschudi (Reisen d. Südamer. II. 1866. 15) berichtet auf Grund erhaltener Mittheilungen, dass die nach Europa gebrachten Itacolumitstücke ihre Biegsamkeit erst dadurch erlangt hätten, dass sie dem schwachen Fener einer Schmiedeesse längere Zeit ausgesetzt und dann langsam abgekühlt worden seien — eine Angabe, welche zufolge Stelzner auf einem Irrthum beruht (Z. geol. Ges. XXVI. 1874. 942).

Später glaubte man dann, dass es dünne Glimmerblättchen seien, welche, indem sie sich um die einzelnen Quarzkörnchen herumschmiegen, die Verschiebbarkeit der letzteren hervorbringen, obschon bereits Hausmann (Göttinger Gel. Anzeigen 1855. 1575) von biegsamem Itacolumit berichtet, welcher fast gar keinen Glimmer oder Talk enthält. Auch Wichmann machte (Min. u. petr. Mittheil. V. 1883. 57) darauf aufmerksam, dass die Biegsamkeit unmöglich auf die Einlagerung von Glimmer zurückzuführen sei, von welchem viele Platten nichts oder fast nichts führen. — O. A. Derby (On the flexibility of Itacolumite, Amer. journ. of sc. XXVIII. 1884. 203) schreibt in ähnlicher Weise wie Heusser und Claraz die Biegsamkeit des brasilianischen einer mehr oder weniger voll-

ständigen Zersetzung gewisser seiner Gemengtheile (z. B. Feldspath) zu. Zu denselben Resultaten war auch H. C. Lewis für die biegsamen Sandsteine Pennsylvaniens gelangt (American naturalist, Juni 1884. 619).

G. Spezia (Atti della r. accad. delle sc. di Torino XXI. 1885, 15. Decbr.) befand gleichfalls die Vorkommnisse aus Nordcarolina auch dann biegsam, wenn das Gestein lediglich aus Quarzkörnern besteht, also kein als solches biegsames Mineral vorhanden ist. Indem die Umrisse jedes einzelnen Kornes genau allen Aus- und Einbuchtungen der benachbarten Körner folgen, entsteht ein Flechtwerk von Gelenken, welches innerhalb gewisser Grenzen eine Beweglichkeit gestattet (ähnlich wie die Platten eines zusammengesetzten Geduldspiels). Damit steht ferner die Beobachtung im Einklang, dass sich die Platten auch in anderer Richtung als blos nach der Schieferung biegen lassen und dass rechteckige, nach verschiedenen Richtungen geschnittene Prismen eine gleichmässige Biegsamkeit zeigen; ferner hängt damit die grosse Porosität des Gesteins zusammen (ein Prisma von 186 g Gewicht und einem Volum von 73,5 cm nahm 5,825 g destillirtes Wasser auf) sowie die auffallende Zähigkeit, welche offenbar eine Folge der Verschlingung der Quarzkörner ist. Für das Vorkommniss in Nordcarolina, welches sich in Bänken von nicht biegsamem Quarzsandstein eingelagert findet, ist er geneigt anzunehmen, dass in dem letzteren sich zwischen den Quarzkörnern ein Mineral befinde, welches hier die Bewegung nicht zulasse, aber bei der biegsamen Varietät durch Wasser fortgeführt sei. — Später ist dann Mügge für den biegsamen Sandstein vou Delhi zu denselbeu Resultaten gelangt (N. Jahrb. f. Miner. 1887. I. 195), wo ebenfalls die Quarze selbst mit höchst unregelmässigen Umrissen gelenkartig in einander verhakt sind, wobei die Körner mit manchmal etwas gestreiften Begrenzungsflächen vielfach terrassenförmigen Bau zeigen; er stellt sich die Entstehung so vor, dass in ursprünglich lockeren oder durch die Wegführung eines (z. B. thonigen) Bindemittels locker gewordenen Quarzsandsteinen die Quarze in den Zwischenräumen weiter wuchsen, indem jedes Quarzkorn auf die zugeführte Kieselsäure richtend wirkte, wodurch die Umrisse der Krystalle wegen der vielfachen Hindernisse natürlich sehr unregelmässig wurden; dann hörte, bevor die Zwischenräume zwischen den Quarzen vollständig ausgefüllt waren, die Zufuhr weiterer kieselsäurehaltiger Lösungen auf. Vgl. auch noch W. C. Card im Geol. Magaz. (3) IX. 1892. 117.

Quarzgeröll und Quarzgrus.

Quarzbruchstücke, meist zu Geschieben und Geröllen abgerundet, von verschiedenen Dimensionen, von der Grösse einer Haselnuss bis über Kopfgrösse sind regellos durcheinander zu Schichten von oft beträchtlicher Mächtigkeit aufgehäuft. Sie liegen entweder ganz lose oder sind durch etwas Sand, welcher die Zwischenräume zwischen ihnen ausfüllt, locker mit einander verbunden. Indem solche Gebilde durch irgend ein eigentliches Bindemittel verkittet werden, gehen sie in Conglomerate über; neben den Geschieben und Geröllen von Quarz sind

auch noch solche von anderen Gesteinen bisweilen beigemengt. Besitzen die Gerölle kleinere Dimensionen, welche etwa zwischen der einer Haselnuss und einer Erbse schwanken, so nennt man solche Ablagerungen Quarzgrus, namentlich dann, wenn sie aus gänzlich unverbundenen Theilen bestehen. Derlei Quarzgeröllablagerungen, deren Bildung noch heutigen Tages vor sich geht, sind besonders in den jüngeren Formationen, der Tertiär- und Quartärformation eine häufige Erscheinung und oft in sehr grosser Ausdehnung verbreitet.

Quarzsand.

Lose oder nur wenig zusammenhängende Anhäufungen von höchstens erbsengrossen Quarzkörnchen, welche entweder abgerundet oder eckig sind und manchmal glatte glänzende Oberfläche mit noch erkennbaren Flächenrudimenten besitzen. Ja es sind auch im losen Quarzsand bisweilen die Quarze krystallisirt (vgl. S. 541 u. 716), wie denn nach Laspeyres der tertiäre sog. Stubensand der Umgegend von Halle in seinen groben Varietäten nur aus 2—3 mm grossen Quarzkrystallen (P ohne oder mit kurzem ∞P) besteht (Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 289). — Sorby glaubt es als allgemeine Regel aufstellen zu können, dass die aus Graniten (und Gneissen) herstammenden Quarzkörner mehr oder weniger eckig, auch wohl rundlich, aber nach den drei Dimensionen ziemlich gleichmässig entwickelt sind, zwischen gekreuzten Nicols stark buntfarbige Ringe an den Rändern zeigen, aber sonst optisch einheitlich sich verhalten; während die aus krystallinischen Schiefern herrührenden mehr platte Körner und langgezogene Linsen darstellen, ziemlich gleichmässig anhaltende Interferenzfarben bis zum Rande geben, aber oft aus aggregirten, optisch verschieden orientirten Individuen bestehen. — Die Grösse der Quarzkörner sinkt von der einer Erbse zur grössten Kleinheit staubartiger Theilchen hinab; nach Orth's Vorschlag für eine einheitliche Bezeichnung gilt als

feiner Sand der von	0,05 bis 0,25	mm	Durchmesser	des	Korns
mittlerer Sand der von . .	0,25 » 0,50	»	»	»	»
grober Sand der von . . .	0, 5 » 1,10	»	»	»	»
sehr grober Sand der von	1 » 3	»	»	»	»
Kies der von	3 und darüber mm.				

Staubsand oder Flugsand sind pulverartige bis staubartige, nicht scharfkantige, sondern abgeschliffene Theilchen, die vom Winde leicht weit fortgeführt werden; dazu gehört der Sand der Dünen und Wüsten.

Der Quarzsand gewinnt mitunter durch thonige oder kalkige Beimengungen namentlich im feuchten Zustand einen geringen Zusammenhalt; letzterer wird auch manchmal durch eine Imprägnation mit Eisenoxydhydrat hervorgerufen, welche sich häufig auf einzelne Partieen concentrirt, wodurch alsdann röthlichbraune, fester verkittete Knauer innerhalb des lichten losen Sandes erscheinen. Die Sande der norddeutschen Braunkohlenformation enthalten die sog. Knollen-

steine (S. 723), pfund- bis centnerschwere Klumpen von einem durch kieseliges Bindemittel ausserordentlich festen Sandstein, der sehr oft krystallinische Quarzkörner enthält; die zahllosen Knollensteine im Diluvium und Alluvium stammen aus solchen Sanden. Von grösseren Beimengungen sind in den Quarzsanden namentlich silberweisse Glimmerblättchen zugegen, auch Feldspathkörnchen, Kohlenstäubchen, die den Sand dunkelgrau oder schwärzlich färben; der tertiäre Sand von Roisdorf bei Bonn enthält ungemein fein vertheilte Schwefelstäubchen. Weisse, seltener gelbliche krystallinische Knollen von Aluminit bis zur Grösse einer Faust liegen in dem mitteloligocänen sog. Magdeburger Sand der Gegend von Halle in ziemlich weiter Verbreitung, bisweilen sehr reichlich, so dass sie z. B. am Götscheberg s. von Morl fast den Sand verdrängen (Laspeyres, Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 303). Erbsen- bis apfelgrosse Concretionen von Alunit fand Herm. Credner in den Quarzsanden des unteren Oligocäns bei Wurzen unfern Leipzig. Knollen von Kalkphosphat enthält der grüne thonige Sand des Albien in den Départements der Meuse und der Ardennen, sowie der glaukonitische Cenomansand von Saint-Menehould (Marne). Auch sind Conchylienschalen oder deren Trümmer den Quarzsanden beigemengt.

Von den zahlreichen Untersuchungen über die Gegenwart fremder mikroskopischer eingeschwemmter Mineralpartikel in den Sanden seien folgende hervorgehoben:

Mikroskopische Turmaline, welche er als authigen zu betrachten geneigt war, fand zuerst Wichmann in vielen Sanden sehr zahlreich, z. B. dem miocänen von Wien, dem pliocänen von Asti, dem cretaceischen vom Lousberg bei Aachen, namentlich aber in dem oligocänen Stubensand von Teutschenthal bei Halle, wo die vollständig ausgebildeten grünlichgrauen Krystalle (selten sogar Hemimorphismus zeigend) bis 0,05 mm lang, 0,02 mm dick sind (N. Jahrb. f. Min. 1880. II. 294); dieser Sand enthält auch Rutil und Zirkon. Die Vertiefungen auf den Turmalinsäulchen und ihre häufige fragmentare Natur sprechen, wie Klemm (Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 779) richtig hervorhebt, für ihren allothigenen Ursprung.

Zirkon, Rutil, auch Granat und Turmalin, nebst titanhaltigem Magnetit wurden von Sandberger in den alt- und mittelpleistocänen sowie alluvialen Sanden der Gegend von Würzburg aufgefunden; diese Sande verdanken ihren Ursprung zertrümmerten und weggeführten Stubensandsteinen des oberen Keupers, welche ebenfalls schon jene Mineralien enthalten (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 193). — Ferner hat H. Thürach in manchen Sanden noch weitere mikroskopische Mineralbeimengungen nachgewiesen; so fand er z. B. im eocänen Meeressand von Bracheux, Châlons-sur-Vesle: Staurolith, Zirkon, Anatas, Turmalin, Rutil; im mitteloligocänen Meeressand von Bergh in Belgien: Zirkon, Granat, Rutil, Anatas, Turmalin, Staurolith, Glaukophan; im Sand der Eder bei Wildungen: Zirkon, Turmalin, Apatit, Magnetit, Rutil, Titanit, Kaliglimmer, Anatas.

In dem mitteloligocänen, aus 95 % Quarzkörnern bestehenden Sand von Lüftelberg bei Rheinbach (Rheinprovinz) wies Gisevius nach: Epidot, Rutil, Granat, Titanit, Turmalin, Titaneisen, Glimmer, Chlorit, eisenschüssigen Thon,

Carbonate. — Die untereocänen glaukonitischen Sande des nördl. Frankreichs enthalten zufolge Cayeux: Zirkon in überraschender Menge, Rutil, Turmalin, Orthoklas, Plagioklas, Magnetit, Disthen, Anatas, Brookit, Granat, Korund, Staurolith (Ann. soc. géol. du Nord XIX; 8. Juli 1891). — Sandabsätze aus dem Unterlauf des Tessin bei Pavia führen Quarz (ca. 95 %), Amphibol (grüne und basaltische braune Hornblende, Strahlstein, Tremolit), Feldspath, Granat, Epidot, Zirkon, Muscovit, Biotit, Sillimanit, Staurolith, Cyanit, Rutil, Serpentin, Apatit, Turmalin, Andalusit, Augit, Hypersthen, Diallag, Chlorit, Magnetit, Titaneisen, Brauneisen, Pyrit, Gold (E. Artini, Giorn. di min., crist. etc. II. 1891. 177).

Im Dünensand von Scheveningen findet sich: Orthoklas, Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Cordierit, Calcit, Apatit, Amphibol, Turmalin, Pyroxen, Epidot, Titanit, Sillimanit, Olivin, Granat, Staurolith, Disthen, Korund, Spinell, Rutil, Zirkon, Magnetit, Titaneisen (Retgers, Recueil des travaux chimiques des Pays-Bas XI. 1892. 169). — Nach R. Bréon enthält der Dünensand von der Pointe des Graves in den Landes: Sapphir, Sphen, Andalusit; der Seesand von der Ile de Groix (Bretagne): Glaukophan; der Seesand von der Ile Olouat (Bretagne): Zinnstein (Bull. soc. minér. III. 1880. 55). — Pisani fand im Sand von Pesaro ausser Magnetit makroskopisch rothen Granat. — Die Sande der tyrrhenischen Küste n. von der Volturnomündung führen Zirkon, Augit, Olivin, Orthoklas, Magnetit, die des Golfs von Neapel und der Insel Ischia Apatit (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1877. 303). — Sande der Nehrung an der Walfischbay besitzen nach Wulf: Feldspath, Augit, Magnetit, Granat, Zirkon, spärlichen Epidot, Titanit, Rutil, sehr vereinzelt Hornblende und Turmalin; auch enthält dieser Sand Krystalle von Gyps, welche ganz mit Sandkörnern imprägnirt sind (Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 237). — Quarzsande aus der Sahara zeigen Körnchen von thonerde- und eisenhaltigem, auch von reinem Gyps; »die letzteren haben theilweise ihr Wasser verloren; die Blättchen sind voll von weissen undurchsichtigen Pünktchen, welche die Stellen angeben, wo der Anhydrit gebildet wurde; die Erscheinung rührt wohl von glatten Quarzkörnern her, welche in der Sonne als Brenngläser wirkten« (so Brun in Min. Mittheil. 1877. 221). — Sand von Hasi-bel-Kebach bei Wargla in der algierischen Sahara (mit 89,46 Quarz und 9,47 Feldspath) führt zufolge Thoulet Granat, Olivin, Hornblende, Augit, Magnetit, Chromit (Bull. soc. minér. IV. 1881. 262). Nach H. Thürach ist im Wüstensand der Sahara der Staurolith gar nicht so selten.

Um sich von der mechanischen Abwetzung der Oberfläche dieser fremden Mineralien zu überzeugen, ist es erforderlich, dieselben in einem Medium von möglichst abweichender Lichtbrechung zu betrachten, z. B. einfach in Wasser.

Ein grüngefärbter obereocäner Sand von Wellington College Station in Berkshire, dessen Farbe an der Luft in Rostbraun übergeht, enthält ca. 12,4 % Melanterit (A. Irving, Min. Mag. IX. 1891. 392).

Bei Haslemere in Surrey liegt unmittelbar über den Wealdenbildungen ein Sand, welcher erfüllt ist mit einfachen kieseligen Stabnadeln von Spongien, die

stellenweise zu einem Quarzit verkittet sind (Z. geol. Ges. XXXI. 1879. 787). Das Cenoman von Bannewitz unweit Dresden enthält eine Schicht äusserst feinen weissen Sandes, welche Millionen verkieselter Röhren von Serpula plexus führt (Naumann, Geognosie II. 973).

Quarzgeröll, Quarzgrus und Quarzsand enthalten auch manchmal Beimengungen von grösseren Metall- und Edelsteinkörnern; man pflegt diese losen Schuttmassen, welche meist auch Bruchstücke von mancherlei anderen Gesteinen führen, Seifengebirge (oder plusiatische Ablagerungen) zu nennen, und sie bilden an manchen Punkten den Gegenstand einer Gewinnung; überall erscheinen sie nur in den Gegenden, wo solche Metalle oder Edelsteine ursprünglich als Einsprengungen in den Gebirgsgesteinen oder auf besonderen Lagerstätten innerhalb derselben vorhanden waren. So finden sich Quarzgeröll- und Quarzsandmassen mit Gold, Platin, Diamant, Zinnstein, Magneteisen, Chromeisen, Spinell, Granat, Hyacinth; die edlen Metalle namentlich in Brasilien, Ostindien, Borneo, Californien, dem Ural, Australien, das Zinnerz in Cornwall, Maláka, auf den Inseln Sumatra und Banka, die Edelsteine in Brasilien, Ostindien und Ceylon, Diamanten auch noch am Vaal-River und nach seiner Mündung in den Orange-River längs diesem in Südafrika. Alle diese plusiatischen Schuttmassen sind als das Resultat förmlicher natürlicher Waschprocesse zu erachten, bei denen durch das Wegschwemmen der leichteren und weicheren Gesteins- und Mineralfragmente eine Concentration jener auch chemisch widerstandsfähigeren Metall- und Edelsteintheilchen bewirkt wurde.

Namentlich im Gebiet der recenten Formation finden sich Quarzsandablagerungen in grosser Häufigkeit und oft von colossaler Verbreitung. Ausser den Sandschichten, die sich aus Bächen, Flüssen und Strömen absetzen, sind die an den Gestaden der Meere aufgehäuften, landeinwärts vorrückenden Dünen zu erwähnen, welche in Holland, im nördl. Deutschland, in Schleswig, Jütland, Frankreich, England weite Landstrecken zur Einöde machen. Die Wüsten und Steppen Afrikas und Asiens liefern ein anderes Beispiel von der grossen Verbreitung des Quarzsandes. Sorby hebt hervor, dass der Wüstensand abweichend von allen anderen Sanden fast nur aus ganz abgerundeten Körnchen besteht; die Bewegung durch Wind reibt also die Quarzkörnchen viel stärker gegenseitig ab, als diejenige durch Wasser. Die Tertiärformation ist auch sehr reich an Quarzsandablagerungen, die gleichfalls schon in der Kreideformation häufig und in bisweilen mächtiger Entwickelung auftreten (z. B. zwischen Haltern und Recklinghausen in Westphalen, bei Aachen, bei Anzin in Belgien, bei Bannewitz unweit Dresden, Groschowitz unfern Oppeln, bei Godalming und Hindhead in Surrey, der sog. Shanklin Sand in Sussex). In älteren Formationen sind lose Sande ungleich seltener, aber doch hin und wieder typisch entwickelt. Auf der Insel Bornholm besteht bei Ormebakken, s.ö. von Rönne, der weisse Jura z. Th. aus weissem Sand (mit Muscovit, Feldspath und Kohlepartikelchen). Nach F. Roemer erscheint loser gelber Sand (Kostezelitzer Sandstein) innerhalb des braunen Jura Oberschlesiens. Eisenschüssige Sande (Midford Sands) finden sich in den englischen Grafschaften Lincoln und Northampton auf der Grenze zwischen dem oberen Lias und unteren Oolith. An der Buntsandsteinformation Oberschlesiens betheiligen sich zufolge F. Roemer auch lose weisse Sande; nach demselben treten ebenfalls im Rothliegenden der Krakauer Gegend bei Kwaczala lose Sande auf. Im Kohlenbecken von Moskau lagern Sandschichten,

welche so lose wie Dünensand sind (Naumann, Geognosie II. 275); im Waldai-Gebirge bildet loser, mit Stigmarien erfüllter Sand eine 30 Fuss mächtige Ablagerung. Auch in der cambrischen Formation der Umgegend von St. Petersburg liegen über bläulichgrauem Thon weitverbreitete Schichten von glänzend weissem und von hochgelbem Sand (ebenda 275). In der Grafschaft Lincoln, Missouri, gehört weisser Sand dem Untersilur an.

Über die durch das Einschlagen des Blitzes in Sandmassen hervorgerufenen Fulgurite oder Blitzröhren vgl. z. B. F. Roemer, N. Jahrb. f. Min. 1876. 33; Gümbel, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 647 und Wichmann, ebendas. XXXV. 1883. 849; Gümbel, ebendas. XXXVI. 1884. 179.

Grauwacke.

Das mit diesem alten Namen bezeichnete polygene klastische Gestein ist vorwiegend von grauer (rauchgrauer, bläulichgrauer, gelblichgrauer, grünlichgrauer), auch durch eine Beimengung von Eisenoxyd und Eisenoxydhydrat hervorgebrachter röthlichbrauner und gelblichbrauner Farbe und von sehr verschiedener Kornart. Der Name hat im Grunde genommen mehr eine stratigraphische als petrographische Bedeutung, und es ist kein Zweifel, dass deshalb viele, eigentlich zu den Sandsteinen zu rechnende Vorkommnisse mit in den Bereich der Grauwacken hineingezogen worden sind; aus diesem Grunde aber den letzteren Namen ganz abzuwerfen (wie es z. B. durch H. v. Dechen geschah, vgl. Correspondenzbl. d. naturh. Ver. pr. Rhein. u. W. 1879. 50), erscheint doch nicht gerechtfertigt, weil die eigentliche typische Grauwacke dem nur aus vorherrschenden Quarzkörnchen bestehenden Sandstein gegenüber eben Bruchstücke recht verschiedener Mineralien, daneben auch Fragmente verschiedener Gesteine zu enthalten pflegt (vgl. auch die Bemerkung von Cohen im N. Jahrb. f. Min. Beilageb. V. 1887. 200). Übergänge erschweren natürlich die stete Auseinanderhaltung.

Die echte Grauwacke wird vorwiegend zusammengesetzt aus eckigen oder abgerundeten Körnern von Quarz, aus Fragmenten von Kieselschiefern oder Thonschiefern, wozu sich Feldspathkörner (sowohl Orthoklas als Plagioklas, zum Theil zu Kaolin zersetzt) und in einigen Abänderungen reichliche Glimmerblättchen gesellen, cämentirt durch ein meist zurücktretendes, häufig nur schlecht bemerkbares Bindemittel, welches makroskopisch bald mehr einer kieseligen Substanz, bald mehr dem Thonschiefer oder Thon ähnelt und oft Eisenkies enthält, auch durch kohlige Partikel eine dunkle Farbe gewinnt; im ersteren Falle besitzt das Gestein manchmal eine grosse Zähigkeit und Härte. Ausserdem betheiligen sich hier und da noch chloritische Mineralien, Fragmente von krystallinischen Schiefern (wie Hornblendeschiefer und Phyllit), von Quarzit, selten von Granit, Diabas, Kalkstein an den gröberen Constituenten der Grauwacke. In der Gr. von Weiler im Elsass, in welcher das feine Bindemittel sehr zurücktritt, erkannte Linck Quarze (mit Flüssigkeitseinschlüssen, Gasporen und Mikrolithen), Plagio-

klase und Orthoklase, grosse, meist stark chloritisirte Biotitleisten, Aggregate kleiner Biotitblättchen, relativ grosse Zirkone, auch Apatitkörner; für die Quarze und Feldspathe nimmt er wegen ihrer verschwommenen Abgrenzung gegen die übrige Gesteinsmasse ein orientirtes Weitergewachsensein klastischer Körner an (Geogn.-petr. Beschr. d. Grauwackengeb. v. Weiler, Strassburg 1884. 14). In nordamerikanischen sog. Gr.en werden Chloritoidblättchen angegeben.

Was das Cäment anbetrifft, so ist dasselbe bald ein ganz fein zerriebener Schutt derjenigen Materialien, welchen auch die grösseren Fragmente angehören. In anderen Fällen handelt es sich vorzugsweise um ein aus verschieden aggregirten Glimmerlamellen und Quarzkörnchen (wie es scheint authigener Natur) bestehendes Cäment; radial um die grösseren klastischen Partikel angeordnete Glimmerlamellen fand Klemm in Gr.en von Elsterberg und Coschütz im sächs. Vogtlande (Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 800). Das Cäment der fichtelgebirgischen Gr.en betrachtet Gümbel im Allgemeinen als identisch mit der Substanz der Thonschiefer; ebenso gibt Anger in der Gr. von Zschocher bei Leipzig einen »fast farblosen, stellenweise schmutzig gelben amorphen Grundteig« mit den sog. Thonschiefernädelchen (Rutil) und dichroitische Turmalinsäulchen an (Min. Mitth. 1875. 159). Auch ein vorwiegend aus Carbonaten bestehendes Bindemittel ist wahrgenommen worden; in fichtelgebirgischen Gr.en beobachtete Klemm um die klastischen Calcitkörner desselben eine neugebildete, übereinstimmend orientirte, »ergänzende« Hülle von Kalkcarbonat, welche durch die Reinheit der Substanz kenntlich war (a. a. O. 794). — Mehrfach ist in dem Bindemittel von Gr.en eine ganze Menge von mikroskopischen Mineralien gefunden worden, welche wenigstens zum Theil authigener Natur zu sein scheinen, wie denn überhaupt innerhalb der Gr. manche Umsetzungsvorgänge stattgefunden haben dürften, z. B. von Feldspathfragmenten in helle sericitische Glimmer, von Augit- oder Hornblendepartikeln in Chlorit. Andere mikroskopische Constituenten des Cäments sind offenbar fremde allothigene Einschwemmungen. Das Bindemittel in den mehr dichten bis feinkörnigen Varietäten der cambrischen oder untersilurischen Gr. um Leipzig besteht nach Sauer aus oft hexagonal umrandeten und mit Rutil durchwachsenem Biotit, Muscovit, Quarz, Eisenglanz, Turmalin, bisweilen auch staubförmigem amorphem Kohlenstoff, mitunter noch einer trüben feinkörnigen wahrscheinlich amorphen Substanz (Ber. naturforsch. Ges. in Leipzig, 9. Jan. 1883). — Klemm beobachtete in verschiedenen Gr.en Turmalin, Titanit, Apatit, Granat, Zirkon, seltener Titaneisen, Augit und Hornblende (letztere in der Gr. aus dem Bohrethal im Harz), Salitnädelchen (in der Gr. von Camenz in Sachsen, a. a. O. 797—800); Thürach in der Gr. vom Ziegelkrug bei Clausthal: Zirkon, Anatas, Rutil, Turmalin; in der von Herborn in Nassau: Zirkon, Apatit, Anatas. Gümbel fand Anatas in der Gr. des Trappenbergs bei Hof (Geogn. Beschr. d. Fichtelgeb. 482). Eine Gr. von Potton in Canada enthält nach Frank D. Adams ausser Orthoklas, Plagioklas, Quarz und secundärem Calcit noch Zirkon, Turmalin, Apatit, Pyrit. In einer Gr. von Nowaja Semlja bestimmte Wichmann ausser vorwiegenden unregelmässigen Quarzkörnchen stark zersetzte

Feldspathe (Orthoklas und Plagioklas), Thonschieferfragmentchen, Muscovitlamellen, etwas Turmalin und wenige Granatkörnchen (Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 540). — Eine Gr. mit sericitischem Bindemittel scheint der sog. Blasseneck-Gneiss aus Nordsteiermark zu sein, über welchen v. Foullon in Verhandl. geol. R.-Anst. 1886. Nr. 3 und 5 berichtet. Vgl. noch über Gr.: Lossen, Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1883. 627; Vater (untersilurische Gr. des nördl. Sachsens), Sect. Grossenhain 1890. 22.

Rücksichtlich der Structur der Gr. pflegt man folgende Varietäten zu unterscheiden:

Körnige Grauwacke. Mit klastisch-körnigem Gefüge, ohne Spuren von Schieferung, bald feinkörnig bald grobkörnig, so dass man deutlich weisse Quarzkörner, graue und schwarze Thonschiefer- und Kieselschieferbröckchen, fleischrothe und gelblichweisse Feldspathkörner darin erkennt. Glimmerblättchen, die nicht selten vorkommen, sind ohne Parallelismus eingestreut. Die grobkörnigeren Gr.en gehen in Conglomerate über, indem ihre Fragmente an Grösse zunehmen, feinkörnige verlaufen wohl in Sandsteine. Charakteristisch tritt diese Varietät z. B. am Ziegelkrug unfern Clausthal, am Bauerberg zwischen Clausthal und Grund im Harz auf.

Die körnige Grauwacke ist bald sehr deutlich geschichtet, bald bildet sie so mächtige Bänke, dass die Schichtung kaum wahrnehmbar ist. Unregelmässig polyëdrische Absonderung bietet sich sehr häufig dar, wobei die Kluftwände nicht selten mit einer steinmarkähnlichen Substanz, mit einer sehr dünnen Schicht von Manganhyperoxyd oder mit Eisenoxydhydrat überzogen sind; auch finden sich Kalkspath, Albit, Eisenkies auf den Klüften.

Eine die Schichten durchschneidende plattenförmige Absonderung, ein Analogon der transversalen Schieferung (I. 523) ist nicht ungewöhnlich. Kugelähnliche Gesteinsformen erscheinen mitunter in der rheinischen Gr., wo Erbreich sie an der Martinsknipp im Ahrthal, Nöggerath bei Ehrenbreitstein, Baur bei Welmich fand (Karsten's u. v. Dechen's Archiv 1840. 139). Tantscher erwähnt mehrere Ellen grosse concentrisch-schalige Grauwackekugeln zwischen Hockerode und Oberlockwitz in der Gegend von Camsdorf (Karsten's Archiv 1829. 333). Dieselben kommen auch bei Zellerfeld am Harz und am Grossen Hain unweit Allendorf in der Prov. Hessen vor.

Schieferige Grauwacke, eine sehr feinkörnige, aus denselben Bestandtheilen wie die vorige Varietät zusammengesetzte Gr., welche reich an Glimmerschuppen ist, die entweder innerhalb der Masse oder auf den Schichtungsflächen parallel gelagert, eine mehr oder weniger deutliche dickschieferige Structur hervorbringen. Die schieferige Gr. ist sehr deutlich geschichtet und wechsellagert häufig mit der körnigen.

Grauwackenschiefer, zu welchem die schieferige Grauwacke den Übergang bildet, ist eine ausserordentlich feinkörnig ausgebildete Varietät, sehr reich an Glimmerschüppchen und thonigem Bindemittel, von ziemlich vollkommenem schieferigem Gefüge. Der Grauwackenschiefer hält die Mitte zwischen

schieferiger Gr. und Thonschiefer, ist aber durchgehends härter als letzterer. Die kleinen weissen Glimmerschuppen erscheinen auf den Spaltungsflächen, der Querbruch zeigt, sich von dem des Thonschiefers unterscheidend, ein feinsandiges oder erdiges Aussehen. Bisweilen lassen Grauwackenschiefer eine an Streckung erinnernde Ausbildung erkennen, indem sie auf ihren Spaltungsflächen eine striemige oder langflaserige Structur zeigen, oder Thonschieferflatschen enthalten, welche nach einer Richtung in die Länge gezogen sind. Diese Erscheinung deutet an, dass entweder der Absatz des Sediments unter dem Einfluss einer eine bestimmte Richtung verfolgenden Strömung erfolgte, oder dass nach der Ablagerung des Gesteins eine durch Gebirgsdruck hervorgebrachte innere Verschiebung aller Theile stattfand (Naumann, Geognosie I. 435; vgl. auch D. Sharpe im Quart. journ. geol. soc. III. 1847. 74, welcher berichtet, dass in englischen Grauwackenschiefern die organischen Überreste häufig stark breit gequetscht und dabei in die Länge gezogen seien). Je feinkörniger die Grauwackenschiefer sind, desto mehr werden sie den Thonschiefern ähnlich, in welche sie vollständige Übergänge bilden. Der Grauwackenschiefer ist stets deutlich geschichtet, wenn nicht, wie dies häufig geschieht, die Schichtung durch die sehr vollkommen ausgebildete transversale Schieferung verdeckt wird.

Dichte Grauwacke. Verfeinert sich das Korn der körnigen Gr. fortwährend, so dass keine deutlichen Quarz- und Kieselschieferkörnchen mehr erkennbar sind, und kommt das thonige Bindemittel zum Überwiegen, so entsteht die sog. dichte Grauwacke, ein sehr homogen erscheinendes, graulich oder grünlich gefärbtes Gestein, von geringerer Härte; man könnte es mit erhärteten Thonen verwechseln, es wird aber im Wasser nicht plastisch; der Bruch ist feinsplitterig oder feinerdig und wird oft im Grossen muschelig. — Conglomeratartige Grauwacke ist eine meist grobkörnige Grauwacke, in welcher grössere Quarzgerölle, Kieselschieferbrocken, Thonschieferstücke, auch Fragmente anderer Gesteine liegen.

Verschiedene Structurvarietäten der Grauwacke wechseln lager- und strichweise mit einander ab.

Mit dem Namen Micopsammit (Glimmersandstein) bezeichnet Naumann (Geognosie I. 663 und II. 269) ein dickschieferiges sandsteinähnliches Gestein, welches sich unmittelbar an die sehr glimmerreichen schieferigen Gr.en anschliesst, dessen oft ziemlich grosse, mit wenig Quarzsand gemengte Glimmerschuppen ganz dicht übereinander liegen und nur durch ein spärliches Cäment verbunden werden. Grobschuppige Varietäten von brauner Farbe erscheinen bei Llandeilo in Caermarthenshire, feinschuppige lichtgraue oder gelbliche dickschieferige Abarten von bedeutender Zähigkeit kommen in den reussischen Fürstenthümern und dem Neustädter Kreis in Weimar sehr häufig vor.

Die Grauwackengesteine, namentlich die feinkörnigen und schieferigen Varietäten sind manchmal fossilhaltig, die Pflanzen- und Thierreste stellen sich aber meistens nur als Abdrücke oder Steinkerne dar. — Grauwacken bilden neben Thonschiefern mit die wesentlichsten Glieder der paläozoischen Gesteine, sie erscheinen vom Cambrium an aufwärts bis zum Ende des Culms. Hierher gehören die unterdevonische Gr. (Gr. von Coblenz) in der Rheinprovinz, Nassau und Westphalen; die

Gr.en des Harzes, nämlich die zum älteren Unterdevon (Hercyn) gehörige Tanner Gr., welche den Harz in ununterbrochenem Verlauf von Lauterberg in der Richtung über Braunlage, Benneckenstein, Hasselfelde, Allrode bis zum Selkethal u. von Harzgerode durchzieht (Lauterberg bis Gernrode, Ilsenburg bis Heimburg); ferner die zum Unterdevon gehörende jüngere Elbingeroder Gr., die untere Clausthaler Gr. und die obere Grunder Gr., letztere beide zum Culm zu stellen; die Przibramer Gr. in Böhmen, die unterste Etage des Cambriums; die Gr.en des Fichtelgebirges, deren oberste zum Culm zu rechnen sind; in Sachsen die silurische Gr. von Rottluf bei Chemnitz, die oberdevonische der Section Frohburg, die Culmgr. der Section Kirchberg; die paläozoischen Gr.en des Elsass, die Culmgr.en von Oberschlesien, österreichisch Schlesien und Mähren u. s. w.

Thonschiefer.

(Clay slate, Killas in Cornwall; Schiste argileux; Schiste ardoise; Argillite.)

Der Thonschiefer ist ein meist ausgezeichnet schieferiges Gestein, im Bruch matt, homogen und nicht krystallinisch aussehend, wodurch er sich von Thonglimmerschiefer oder Phyllit unterscheidet, in welchen er übrigens sehr häufig übergeht (vgl. S. 309, 310). Die Färbung ist vorwiegend graulichschwarz, bläulichschwarz oder dunkelbläulichgrau und schwarz, auch erscheinen grünliche, gelbliche, röthliche und violette Töne. Einige Thonschiefer, insbesondere die, welche mit Kalken wechsellagern (wie im Oberdevon), besitzen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Kalkcarbonat, führen auch Carbonate von Mg, Fe und Mn (Kalkthonschiefer). Von accessorischen Massen sind namentlich Krystalle und Knollen von Eisenkies zu erwähnen; von Gäberndorf im Thüringer Wald beschreibt Heim überfussgrosse Nieren, welche entweder ganz aus Eisenkies, oder aus abwechselnden Eisenkies- und Thonschieferschalen zusammengesetzt sind. In manchen älteren Thonschiefern kommt ein weissliches, weiches, fettig anzufühlendes wasserhaltiges Thonerdesilicat, welches dem Pyrophyllit sehr nahe steht, als Abdrucksmaterial von Graptolithen sowie auf Klüften und in Verbindung mit Eisenkies-Concretionen vor. Quarz bildet häufig Nester und Wülste, Trümer und Adern; Kalkstein, welcher sich in Form von abgeplatteten Nieren, langen Wülsten und unförmlichen Knollen darbietet, ist ebenfalls sehr häufig. In Russisch-Podolien, namentlich am linken Ufer des Dnjester aufwärts von Mogilew führt der grauschwarze dünnblätterige Thonschiefer des Silurs Phosphoritknollen (Schwackhöfer im Jahrb. geol. R.-Anst. XXI. 1871. 212). Manche Thonschiefer sind mit Eisenoxyd so reichlich imprägnirt, dass sie als Eisensteine gewonnen werden. Über den Pinolit, ein Gemenge von Magnesit mit Thonschiefer, vgl. S. 502.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Thonschiefer fallen in dem hellen Untergrund der Praeparate vor allem dunkle haarförmige Rutilnädelchen auf, welche deshalb, wenn auch ihr Gesammtvolumen nur relativ sehr geringfügig ist, hier zuerst hervorgehoben werden mögen.

Diese bei einer Vergrösserung von ca. 400 am meisten ins Auge fallenden Gebilde, über deren Gegenwart zuerst F. Z. (in Poggend. Annal. CXLIV. 1871. 319)

berichtete, sind gelblichbraune Nadeln von grosser Dünne; selten über 0,003 mm dick und dann deutlich durchscheinend, auch zweifellos polarisirend, werden sie oft so schmal, dass ihre beiden Längsränder in einen einzigen, selbst bei stärkster Vergrösserung haarfeinen schwarzen Strich zusammenzufallen scheinen; die Länge erreicht bisweilen 0,03 mm. Diese Krystallnadeln sind gewöhnlich gerade gezogen, doch kommen auch Biegungen, hakenförmige Krümmungen, sowie anderweitige Verkrüppelungen vor. Häufig ist auch eine knieförmige oder herzähnliche Zwillingsverwachsung von zweien oder die Vereinigung von dreien oder mehreren zu gabelartigen oder sternähnlichen Aggregaten. Etwas kräftigere Individuen in überhaupt an diesen Gebilden reichen Schiefern werden wohl zunächst von einer Zone farbloser Substanz (wahrscheinlich Quarz) wie von einem Hof umgeben. Diese Krystalle sind fast alle der jetzt vorwaltenden Schieferungsebene parallel gelagert; ihre Längsaxen weisen indessen — abgesehen von den Gesteinen mit deutlicher Fältelung — keinerlei Linearparallelismus auf: wirr und bunt sind sie nach allen verschiedenen Richtungen in der Ebene der nach den Spaltungsflächen angefertigten Dünnschliffe ausgebreitet, hier lockerer und spärlicher, dort in förmlich wollflockenähnlichen Haufwerken inniger und zahlreicher zusammengruppirt, vielleicht am besten vergleichbar kurz zerschnittenen oder zerhackten dunkelblonden Haaren, welche man reichlich über eine Fläche ausgestreut hat. Neben den wohl ausgebildeten Nädelchen finden sich auch ganz kurze stachelähnliche Individuen von derselben Beschaffenheit. — Nachdem die mineralogische Natur dieser »Thonschiefernädelchen« eine Reihe von Jahren hindurch unbekannt geblieben oder wenig begründeten Vermuthungen preisgegeben war, gelang es Kalkowsky zuerst, dieselben durch geeignete Behandlung zerkleinerter Schieferblättchen von Caub am Rhein mit HCl, SO_3 und HFl vollkommen zu isoliren (1879), er hielt sie aber, verleitet durch ihre Widerstandsfähigkeit gegen diese Säuren, ihre Farbe, gerade Auslöschung und Zwillingsbildung, sowie in Folge der misslungenen quantitativen Analyse einer äusserst geringen Menge für Staurolith. Sauer, welcher ganz übereinstimmende Nädelchen in den erzgebirgischen Phylliten isolirt und als Rutil befunden hatte, zweifelte 1881 nicht daran, dass die in den Thsch.n vorhandenen demselben Mineral angehören. Cathrein, der bei der Untersuchung der Wildschönaner Schiefer in Tirol die darin vorhandenen entsprechenden Nädelchen ebenfalls isolirt und chemisch wie mineralogisch als Rutil erkannt hatte, sprach sich desgleichen entschieden für die Zugehörigkeit derjenigen in den Thsch.n zum Rutil aus. Der Erste, welcher aus einem wirklichen eigentlichen Thsch. (des Unterdevons von Kautenbach im luxemburgischen Oesling) die isolirten Nädelchen chemisch als Rutil bestimmte, war van Werveke (N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 178). Die Menge der Rutilnädelchen ist, trotzdem sie in den Praeparaten vor allem in die Augen fallen, immerhin gering, dürfte nur in seltenen Fällen mehr als 2—3 % des Gesteins ausmachen. Diese Rutile sind übrigens nicht auf die älteren Thsch. beschränkt, sondern finden sich z. B. auch in dem eocänen Dachschiefer von Glarus. — Unverständlich ist es, wenn Pohlig in den Sitzungsber. niederrhein. Ges. zu Bonn noch vom 8. Juli 1888 es als zweifellos hinstellt, dass »die sog. Thonschiefernädelchen, wenigstens grösstentheils, nichts anderes als nascirende Andalusite sind«.

In der Hauptmasse des Thonschiefers bemerkt man nun u. d. M. eine Menge von anderen Mineralien, von denen zunächst die mehr oder weniger automorphen hervorgehoben werden mögen. Es sind dies einmal blassgrünliche oder lichtgelbliche, von Krystallflächen begrenzte Blättchen eines glimmer- oder sericitartigen Minerals, wie es scheint mit denen ganz übereinstimmend, welche sich in hervorragender Weise an der Zusammensetzung der echt krystallinischen Phyllite

betheiligen. Es wäre übrigens nicht unmöglich, dass dieses Mineral zum Theil dem alkaliarmen wasserhaltigen Thonerdesilicat Gümbelit (vgl. Kalkowsky, Lithologie 256) oder vielleicht dem Nakrit angehört. Da wo die nadelförmigen Rutile besonders reichlich vertreten sind, stellt sich auch dies Mineral häufig ein. Begleitet wird dasselbe oft von etwas dunkleren Blättchen, in denen man Chlorit vermuthen könnte. Ein anderer zwar viel seltenerer aber sehr charakteristischer krystallinischer Gemengtheil sind bis 0,05 mm lange, blassbläulichgraue oder gelblichgraue, stark dichroitische, durchscheinende Prismen von Turmalin, oft an den Enden rhomboëdrisch (auch wohl gar hemimorphisch) ausgebildet, vielfach von Quersprüngen durchzogen, darnach wohl auch in einzelne isolirte Gliedchen zerstückelt. Sehr viele Dünnschliffe sind reich an makro- und mikroskopischen Körnchen von impellucidem Erz, welches wohl häufiger aus Eisenkies als aus Magnetit bestehen dürfte. Minutiöse rundliche Erzpünktchen haben sich oftmals zu mehreren Dutzenden schwarm- oder schweifartig neben einander gruppirt. Erwähnung verdient, dass um die nadelstichgrossen Eisenkieskörnchen herum sich so oft zarte krystallinische Glimmerblättchen mit streng concentrisch-radialer Anordnung in schönster Regelmässigkeit angesetzt finden. Wichmann beobachtete in Thsch.n vom Matotschkin Scharr (Nowaja Semlja) um Eisenkieskörnchen strahlenförmig langgestreckte Quarzindividuen mit Aggregatpolarisation, darum einen Ring regelloser Quarzkörnchen, darum eine Zone kohliger Substanz, welche an den Enden der längeren Ellipsenaxe eine Anschwellung besitzt (Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 534). Bisweilen ist der Eisenkies im Praeparat durch umsitzende kohlige Partikelchen verdeckt und dann tritt er erst nach dem Glühen und nach der Behandlung mit HCl hervor. In manchen Thsch.n finden sich sehr reichliche kleine rundliche Eisenoxydkörnchen von durchscheinender Beschaffenheit und etwas lichterer oder dunkler braunrother Farbe. Andere schwarze, absolut undurchsichtige und ganz unregelmässig begrenzte mikroskopische Gebilde scheinen Kohleflimmerchen zu sein. — Wie viel von den angeführten Mineralien authigen, wie viel allothigen ist, lässt sich schwer mit Sicherheit entscheiden; selbst die Natur des Rutils ist in dieser Hinsicht zweifelhaft, von welchem vielleicht ein Theil herausgelöste Einwachsungen aus zergangenem Biotit darstellt; der Turmalin dürfte wohl allothigener Herkunft sein, ebenso wie der seltene Zirkon, welchen van Werveke in dem unterdevonischen Thsch. von Kautenbach im luxemburgischen Oesling, Linck im Schiefer von Weiler bei Weissenburg beobachtete. Cambrische Thsch. von Lemmingstorp im Kirchspiel Motala in Östergothland enthalten viel Granat (nach E. Svedmark in Stockh. geol. Fören. Förh. III. 1876—77. 274).

Der durch das Brausen mit Säuren sich kundgebende kohlensaure Kalk ist in den Thsch.n oftmals deutlich als mikroskopische Kalkspathschüppchen zu erkennen, selbst als irregulär begrenzte farblose Stellen, von schiefwinkelig sich durchkreuzenden Sprüngen reichlich durchzogen und in der charakteristischen Weise des Kalkspaths polarisirend.

Von den wohl unzweifelhaft klastischen Elementen, welche bald in grösserer

Menge, bald aber auch in mehr zurücktretender Quantität die gewöhnlichen Thon- und Dachschiefer zusammensetzen helfen, konnten bis jetzt u. d. M. erkannt werden: Ganz unregelmässig contourirte und ihre fragmentare Natur nicht verleugnende Partikel von Glimmer- oder Sericitaggregaten, meist von blassgrüner Farbe, bestehend aus zarten, über einander gefügten, sehr häufig etwas gebogenen, gewellten oder gekräuselten Lamellen. Ferner Quarzstückchen, ebenfalls irregulär eckig oder kantig, durch ihre compacte farblose Substanz, ihr Polarisiren in lebhaften Farben und die Regenbogenfarben der keilförmigen Splitter leicht gekennzeichnet; grössere Quarzkörner lassen wohl einen Gegensatz von anscheinend allothigenem Kern und authigener, optisch gleich orientirter Zone erkennen, wobei die letztere Quarzsubstanz sich bisweilen randlich mit Glimmerblättchen verflasert. Feldspathbruchstückchen scheinen, wenigstens in wohlerkennbarem Zustande gar nicht sonderlich häufig vorzukommen; Barrois erwähnt frischen Plagioklas in den Thsch.n der zweiten Silurfauna von El Horno in Asturien.

Eine besondere Rolle spielt schliesslich die Kieselsäure in den Thonschiefern. Bisweilen gewahrt man in den Dünnschliffen farblose Stellen, meist von einer eiförmigen oder rundlichen Umgrenzung, welche im polarisirten Licht sehr lebhaft farbig werden, perlschnurartig aneinandergereihte Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Bläschen enthalten und zweifelsohne dem Quarz angehören. Diese Quarzsubstanz hat aber mit den eben erwähnten eckigen fragmentaren Körnern allothigener Natur nichts zu thun: ihre Ränder sind keineswegs scharf gezogen oder einigermassen wohlbegrenzt, sondern verfliessen förmlich und augenscheinlich in die umgebende Gesteinsmasse. Auch um diese Gebilde als Centrum stehen wohl radial angeordnete zarte Glimmerblättchen allseitig herum.

Namentlich in den an krystallinischen Elementen besonders reichen Thonschiefern steckt, am besten im polarisirten Licht als solche erkennbar, zwischen den Gemengtheilen eine farblose Substanz, welche wie ein cämentirender Grundteig alles zu durchdringen scheint, von homogener Beschaffenheit ist und sich allerorts optisch einfach brechend verhält. Wenn diese Materie thatsächlich amorph ist, so dürfte es wohl wahrscheinlicher sein, dass sie einem porodinamorphen Silicat angehört, als dass sie opalartig ist; vgl. darüber auch Lossen in Z. geol. Ges. XXIV. 1872. 746. Cossa und Mattirolo erwähnen ebenfalls in den silurischen Thsch.n von Iglesias auf Sardinien, welche z. Th. phyllitartigen Habitus besitzen, eine farblose amorphe Substanz neben dem Quarz, den Glimmermineralien und den Rutilen. Rosenbusch ist für die Steiger Schiefer und Pfaff für die eocänen Dachschiefer von Glarus der Ansicht, dass es sich bei dieser einfach brechend erscheinenden Substanz um basisch liegende Glimmerblättchen in so dünner Vertheilung in den Praeparaten handelt, dass das Mineral keine Doppelbrechung mehr erkennen lässt (womit allerdings die Vertheilung der Substanz nicht eben übereinstimmt). Wenn Pfaff beim Behandeln des Schiefers mit kochender concentrirterer Lösung von kohlensaurem Natron kaum eine Spur von Kieselsäure erhielt, so spricht dies zwar gegen die Anwesenheit von Opal,

aber nicht gegen die eines amorphen Silicats. Linck, welcher in einem Theil der grauwackenschieferähnlichen Schiefer von Weiler ebenfalls, oft in hervorragender Menge eine »isotrope Grundmasse« beobachtete, die aber erst nach dem Glühen und Ätzen des Dünnschliffs deutlich hervortritt, bestimmte durch die Behandlung mit Natronlauge einen Gehalt von ca. $2\frac{1}{2}$% amorpher Kieselsäure. Rothpletz bezweifelt für seinen Theil das Dasein einer amorphen Masse in den Thschn. überhaupt (Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 188), während F. E. Müller in den normalen Schiefern des Hennbergs bei Weitisberga eine, allerdings nur in geringer Betheiligung vorhandene »farblose, die übrigen Gemengtheile verkittende amorphe Substanz« wahrnahm, welche den Hauptträger der Rutilnädelchen bildete. — Einer je älteren geologischen Formation der Thonschiefer angehört, desto reichlicher scheinen im Allgemeinen die krystallinischen Elemente in ihm zu sein; die aus den mesozoischen oder neozoischen Formationen stammenden Schiefer bestehen fast nur aus klastischen Partikeln.

In den pyritreichen Schiefern von Ballachulish bei Oban kommen ähnliche Gebilde vor, wie in den von Renard beschriebenen Phyllades aimantifères von Monthermé (vgl. S. 312); die »eyes«, welche stets abgeplattet und mit ihrem grössten Durchmesser der Schieferung parallel sind, haben als Kern einen Pyritwürfel der von senkrecht auf den Pyritflächen stehenden Quarzkryställchen und von Chlorit umhüllt ist; die Stellung der Quarzkryställchen beweise, dass einstmals Hohlräume um die Pyrite existirt haben. In den Llandeilo-Schiefern der Whitesand-Bay bei St. Davids sind die Augen bis 2 Zoll lang und die Pyritkrystalle an Kanten und Ecken abgerundet (Harker, Geol. Magaz. 1889. 396).

Die feine Fältelung, welche gewisse Dachschiefer so ausgezeichnet aufweisen, beruht, wie die Dünnschliffe u. d. M. ergeben, darin, dass local alle Elemente des Schiefers, welche eine Längsaxe besitzen, in erster Linie die Rutilnädelchen und Glimmerlamellen, mit derselben streng parallel gestellt sind, und somit in der Fläche des Dünnschliffs einen förmlichen Strang bilden, welcher sich, sehr scharf rechts und links begrenzt, durch das ordnungslose Gewirr der übrigen Schiefermasse hindurchzieht. Ein solcher Strang ist indessen als das Ausgehende, als der obere Durchschnitt einer so beschaffenen Schicht linearer Elemente zu betrachten, welche die Schieferungsebene unter irgend einem Winkel durchsetzt.

Über die mikroskopische Zusammensetzung des Thonschiefers vgl.:

Sorby, Griffelschiefer von Shap und Dachschiefer von Penrhyn, Edinb. new phil. journ. LV. 1853. 142.

R. Richter, Th. Thüringens, Z. geol. Ges. XXI. 1869. 354; hier werden (S. 373) auch schon bis 0,0028 mm »lange braune oder schwarze Prismen mit anscheinend horizontaler Basis« erwähnt.

F. Zirkel, Poggendorff's Annalen CXLIV. 1871. 319.

J. A. Phillips, Th. Cornwalls, Philosophical Magazine 1871. Nr. 271. S. 87. — Quart. journ. geol. soc. XXXI. 1875. 320.

F. A. Anger, Min. Mitth. 1875. 162; wies u. a. im Th. von Caub am Rhein den Turmalin nach.

Rosenbusch, Steiger Schiefer, Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. I. 1877. 160.

W. L. Umlauft, Beitr. z. Kenntn. d. Thonschiefer, Inaug.-Diss., abgedruckt im »Lotos«, Prag 1876. Für die Verwachsnngen der Nädelchen, die er aber noch als »Pseudozwillinge« auffasst, erhielt er in thüringischen Sehiefern den durchschnittliehen Neigungswinkel von 56° 22′; daneben stossen andere unter einem Winkel von 115° 10′ zusammen. Es sind dies in der That ziemlich genau die Zwillingswinkel des Rutils, welchen Umlauft aber noch nicht als solchen erkannte. In dem Liasschiefer aus dem Nolla-Bett bei Thusis wurde Turmalin gefunden; auch er constatirte die Gegenwart eines amorphen Grundteigs.

Inostranzeff, Studien über metamorphosirte Gesteine d. Gouv. Olonez. Leipzig 1879. 137.

Kalkowsky, N. Jahrb. f. Min. 1879. 382.

Cathrein, ebendas. 1881. I. 169.

Saner, ebendas. 1881. I. 227.

Pfaff, Th. von Glarus, Sitzgsber. Münchener Akad. 1880. 461; vgl. Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 399.

Barrois, Th. Asturiens, Recherehes sur les terrains anciens des Asturies et de la Galiee, Lille, 1882. 20.

Linck, Geogn.-petr. Beschreib. des Grauwackengebirges von Weiler bei Weissenburg. Strassburg 1884. 13.

Beyschlag, Geognost. Skizze d. Umgegend von Croek im Thüringer Walde, Zeitschr. f. d. allgem. Naturwiss. LV. 1882.

F. E. Müller, Th. vom Hennberg, N. Jahrb. f. Min. 1882. II. 217.

Greim, Cypridinenschiefer von Weilburg, Nassau, N. Jahrb. f. Min. 1888. I. 14.

Hibsch, Th. im Elbthal, n. von Tetschen, Jahrb. geol. R.-Anst. XLI. 1891. 243.

Duparc u. Ritter, Carbon. Th. n.w. von der ersten alpinen Zone, Mém. soc. phys. et d'hist. nat. Genève XXXII. 1. 1894.

Die Thonschiefer wechsellagern mit Grauwacke, Sandstein, Quarzit, Kieselschiefer, Kalkstein, auch stellenweise mit Porphyroiden und Adinolen. Die Schieferung ist oft ganz ungemein vollkommen, Schichtung auch immer sehr ausgezeichnet vorhanden. Die Erscheinung der secundären, transversalen oder falschen Schieferung ist gerade bei dem Thsch. sehr gewöhnlich. Die Thsch. führen auch Fossilreste, welche manchmal in Eisenkies vererzt sind.

Dachschiefer (Ardoise, schiste tégulaire ou tabulaire) nennt man die homogensten, sehr vollkommen- und ebenschieferigen Thsch., die sich leicht in dünne schimmerude Tafeln spalten lassen; diese ausgezeichnete Spaltbarkeit ist meist das Product der transversalen Schieferung. Tafelschiefer sind die durch beigemengte Kohle schwarz gefärbten Schiefer, auf welche sich gut schreiben lässt (St. Goarshausen und Rüdesheim am Rhein, an der Mosel, am Harz bei Goslar und Lautenthal, bei Lehesten, Gräfenthal und Sonnenberg in Thüringen, ausgezeichnet oberhalb Lavagna zwischen Genua und dem Busen von Spezia).

Griffelschiefer sind Thsch., deren Masse sich in Folge des Zusammenauftretens von ursprünglicher und secundärer transversaler Schieferung oder dadurch, dass sich neben der hauptsächlichen transversalen Schieferung noch eine zweite untergeordnetere ausbildete, in Stengel oder griffelförmige Stifte spalten lässt (bei Haasenthal im Saalfeldischen, am Fellberg zwischen Steinheide und Sonnenberg im Thüringer Wald); vgl. Loretz, Jahrb. preuss. geol. L.-Anst.

für 1881. 258, wo aber, wenigstens für den untersilurischen Griffelschiefer Thüringens, ausserdem noch eine lineare Streckung in der Richtung der Griffellage zur Erklärung herangezogen wird.

Zeichnenschiefer (Ampélite graphique, schiste graphique) sind schwarze, durch vielen Kohlenstoff gefärbte, sehr feinerdige Thsch. von erdigem Bruch, grosser Weichheit und Mildigkeit, so dass man entweder mit ihnen unmittelbar oder mit ihrem Abschlämmungsproduct schreiben und zeichnen kann; bei Haselbach, Hämmern, Saalfeld in Thüringen, Oberhüttenhof und Dünahof bei Ludwigsstadt im Bayreuthischen, Marvilla in Andalusien.

Einige Thonschiefer-Analysen, aus denen sich die recht wechselnde Zusammensetzung ergibt, sind:

I. Dachschiefer von Lehesten in Thüringen (Culm); Frick, Poggend. Ann. XXXV. 1835. 193.

II. Graulichschwarzer Dachschiefer von Goslar am Harz (Devon); Frick, ebendas.

III. Thonschiefer von Prag mit sichtbaren Glimmerschüppchen (Untersilur); Pleischl, Journ. f. pract. Chem. XXXI. 1844. 45.

IV. Dunkelblauer, auf den Schieferungsflächen etwas glimmerglänzender Dachschiefer von Wales (Untersilur; sp. G. 2,824); Sterry Hunt, Phil. Magaz. (4) VII. 1854. 237.

V. Grünlichblauer, etwas seidenglänzender Dachschiefer von Kingsey (Eastern Townships) in Canada (Obersilur; sp. G. 2,884); Hunt ebendas.

VI. Gewöhnlicher grauer Thonschiefer, sog. Griffelschiefer vom Landhaus Incognito um Christiania in Norwegen (Untersilur); Kjerulf, Christiania-Silurbecken. 1855. 34.

VII. Thonschiefer von der Grube Pferd bei Siegen (Unterdevon); G. Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. (1. A.) II. 991.

VIII. Typischer Wieder Schiefer (oberes Unterdevon) von Trautenstein zwischen Benneckenstein und Hasselfelde im Harz. Sommerlad bei v. Groddeck, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1885. 47.

IX. Untersilurischer Griffelschiefer von Steinach. Schwager bei Gümbel, Fichtelgebirge 1879. 290.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
Kieselsäure	64,57	60,03	67,50	60,50	54,80	54,43	50,01	52,89	53,34
Thonerde	17,30	14,91	15,89	19,70	23,15	15,93	34,74	25,03	24,70
Eisenoxyd	7,46	8,94	5,85	—	—	—	—	1,83	11,44
Eisenoxydul	—	—	—	7,83	9,58	8,42	3,73	5,76	—
Kalk	1,16	2,08	2,24	1,12	1,06	3,56	—	0,20	0,30
Magnesia	2,60	4,22	3,67	2,20	2,16	3,50	0,87	3,09	2,15
Kali	1,99	3,87	1,23	3,18	3,37	3,43	7,21	1,60	3,02
Natron	—	—	2,11	2,20	2,22	0,74	0,04	0,48	1,15
Glühverlust	4,62	5,67	—	3,30	3,90	7,19	3,27	4,62	4,66
	99,70	99,72	98,49	100,03	100,24	97,20	99,87	95,50	100,76

I. enthält noch 0,30, II. 0,28 CuO; III. Mn_2O_3 0,08, SrO 0,30, P_2O_5 und Fl a. d. Verl.) 1,13; IV. und V. Spur von MnO; VI. 0,66 Kohle; VIII. 0,52 TiO_2, (0,17 MnO, 0,12 Kohle, 0,97 FeS_2, 1,31 Carbonate, 0,34 Apatit. — Die in Folge der Gegenwart der Rutilnädelchen vorhandene, aber vor deren Erkennung von den Analytikern nicht vorausgesetzte Titansäure findet sich in den meisten Analysen nicht angegeben.

Die kieselsäurereichsten der bisher untersuchten Schiefer sind der von der Grube Morgenröthe bei Siegen mit 73% (nach Schnabel) und ein Thsch. aus der Gegend von Aachen mit 73,2% (nach Eich). Carbonate haltende Schiefer aus Westphalen untersuchte Bischof: Dachschiefer von der Grube Loh beim Nuttlarer Hammer enthielt 24,99 $CaCO_3$, 0,31 $MgCO_3$; Dachsch. von der Grube Ostwig, ö. von der Grube Loh enthielt 26,02 $CaCO_3$, 0,16 $MgCO_3$ (Lehrb. d. chem. u. ph. G. 1. Aufl.) II. 1075). Auch von der Marck analysirte Carbonate haltende Thsch. aus Westphalen, welche aber mehr thonige Kalkschiefer gewesen zu sein scheinen. Kjerulf fand in dem Thsch. bei der Universität zu Christiania 9,42% CO_2. Der eocäne Dachschiefer von Elm in Glarus führt zufolge Pfaff 32,16% Carbonate.

Über Analysen anderer Thonschiefer handeln noch folgende Arbeiten:

Th. der Gegend von Aachen (Devon), Eich, Zeitschr. f. d. ges. Naturw. XII. 1858. 2.

Th. von Bendorf bei Coblenz (Devon), Frick, Poggend. Ann. XXXV. 1835. 193.

Th. von Westphalen (Devon), Schnabel, Amelung und von der Marck, Verhandl. d. naturh. Ver. pr. Rheinl. u. Westph. 1851. 10; 56; 127; 1853. 127; 1855. 122.

Th. zwischen Alexisbad und Mägdesprung im Harz (Culm), Pierce, Rammelsberg, Handwörterb. 4. Suppl. 1849. 235.

Th. von den Clausthaler Erzgängen (Culm), Bischof, Lehrb. d. ch. u. ph. G. (1. A.) II. 1645; auch W. Kayser, N. Jahrb. f. Min. 1850. 682.

Th. des Harzes, v. Groddeck, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. f. 1885. 3. 47.

Th. aus der Nähe von Lehesten, Thüringen (Culm), H. Mäder, Arch. f. Pharm. 1874. IV. 2. Heft.

Th. von Baden, hornfelsähnlich (Devon oder Culm), Risse und König, Geol. Beschr. d. Gegend v. Baden, Karlsruhe 1861. 47.

Th. von Murau in Steiermark (Culm), K. von Hauer, Jahrb. geol. R.-Anst. 1854. 362.

Th. des Culms von österr. Schlesien und Mähren, Allemann u. Nikolić in Min. Mitth. 1871. 107.

Th. von Schottwien in Österreich, K. v. Hauer, Jahrb. geol. R.-Anst. V. 1854. 896.

Th. (Killas) aus Cornwall, Arthur Phillips, Philosoph. Magaz. 1871. 87.

Th. des Eocäns von Elm in Glarus, Pfaff, N. Jahrb. f. Min. 1881. I. 399.

Th. von Alunsö bei Christiania (Silur), Dahl, Nyt Mag. f. Naturvidensk. V. 1848. 317.

Th. aus der Umgegend von Christiania (Silur), Iwanow, Mém. de l'Acad. de St. Pétersb. (6) IX. 1859. 325 und Kjerulf, Christiania-Silurbecken 1855. 34.

Th. von Fjell in Dalsland (Schweden), Griffelschiefer (Silur), Svanberg, Mittheilg. v. G. Rose in Roth's Gesteinsanalysen 1861. 58.

Th. von Canada (Silur), Sterry Hunt, Philosophical Magazine (4) VII. 1854. 235.

Nach dem vorher Angeführten lassen sich die Thonschiefer und die Phyllite kaum vollständig auseinanderhalten. Die eigentlichen Thsch. betheiligen sich in hervorragender Weise an dem Aufbau der älteren paläozoischen Formationen, des Silurs, Devons, auch der älteren Steinkohlenformation, des Culms; ein Glied der Culmbildung ist z. B. der Dachschiefer von Lehesten, Wurzbach, Gräfenthal u. a. O. in Thüringen, aus welchem Tafeln von fast 10 qm Oberfläche und 5 mm Dicke gespalten werden können; ferner derjenige aus Österreichisch-Schlesien und Mähren (Meltsch bei Troppau, Mohradorf bei Wiegstadt, Eckersdorf bei Bennisch); auch die ausgezeichneten Dachschiefer von Vernayaz bei St. Maurice im Rhonethal gehören dem Carbon an. Doch treten auch in jüngeren Formationen wieder Thsch. auf, welche jenen alten so ähnlich sehen, dass sie oft nur durch die fossilen Einschlüsse davon unterschieden werden können. Zum Lias gehören die sehr gut spaltbaren, vielfach zu Schreibtafeln verwandten Dachschiefer von Mariathal in der Südhälfte der kleinen Karpathen (v. Hauer, Geologie 1878. 464), zur Juraformation mehrere aus dem Dauphiné (im Oisans, Valbonnais, Valgaudemar), die von Cevins, die berühm-

testen Savoyens. So beschrieb ferner (nach Naumann, Geognosie II. 979) Dubois de Montpereux eine an beiden Abfällen des Kaukasus lagernde, mehrere tausend Fuss mächtige Schieferbildung, welche zwar sehr arm an organischen Überresten ist, dennoch aber charakteristische Fossilien der Kreideformation enthält. Nach H. Karsten erscheinen in Venezuela dunkle Thsch. als wesentliche Glieder der Kreideformation und nach Darwin stellt sich dieselbe Formation auf dem Feuerlande als eine mächtige Thonschieferbildung dar, welche den ältesten Thsch.n überaus ähnlich, durch ihre Fossilreste aber vollständig als cretaceisch gekennzeichnet ist. Eocän (oder nach Wettstein oligocän) und der Flyschformation angehörend sind die schwarzen Thsch. von Glarus, welche von den paläozoischen äusserlich durchaus nicht unterscheidbar sind und ebenfalls zu Dach- und Tafelschiefern benutzt werden (Bettschwanden, Elm, Matt am Plattenberg in Glarus); hierher sind auch die Schiefer von Barcelonnette in den Basses Alpes zu rechnen.

Einige Thonschiefer-Ablagerungen von besonderer geologischer Stellung oder mit charakteristischen Fossilresten hat man besonders benannt:

Olenus- und Paradoxides-Schiefer, zum Cambrium Norwegens gehörig.

Dictyonema-Schiefer, Glied des Cambriums in Skandinavien und an den Malvern-Hills.

Phycoden-Schiefer mit Phycodes circinnatum, zum oberen Cambrium im Fichtelgebirge, Vogtland, Thüringen u. s. w.

Tremadoc-Schiefer, zum obersten Cambrium Englands.

Graptolithen-Schiefer mit Graptolithen, zum Silur, z. B. in Böhmen.

Wenlock-Schiefer, Ludlow-Schiefer } zum englischen Obersilur.

Malmö-Schiefer, zum norwegischen Mittelsilur.

Utica-Schiefer, Hudson-River-Schiefer } zur Hudson-Gruppe im nordamerikanischen Untersilur.

Unterer Wieder Schiefer, zum Hercyn, oberer zum Unterdevon des Harzes.

Orthoceras-Schiefer (Wissenbacher Schiefer) mit schönen verkiesten Cephalopoden, an der obersten Grenze des Unterdevons in Nassau.

Zorger Schiefer, zum Unterdevon des Unterharzes.

Tentaculiten- und Nereiten-Schiefer, zum Obersilur und Unterdevon im Thüringer Wald und Fichtelgebirge.

Lenne-Schiefer, zum Mitteldevon Westphalens.

Verneuili-Schiefer, mit Spirifer Verneuili (disjunctus), zum Oberdevon der Gegend von Aachen.

Cypridinen-Schiefer mit Cypridina serrato-striata Sandb. in ausserordentlicher Menge, zum Oberdevon in Nassau, der Eifel, im Harz, Thüringen, Fichtelgebirge, Belgien.

Flinz-Schiefer, zum Oberdevon Westphalens.

Marcellus-Schiefer, Hamilton-Schiefer, Genesee-Schiefer } zur devonischen Hamilton-Gruppe in Nordamerika.

Posidonomyen-Schiefer, zur älteren Kohlenformation (Culm) in Nassau und am Harz.

Lehestener Schiefer, zum Culm gehörige Dachschiefer (s.ö. Thüringen).

Glarus-Schiefer, zur Flyschformation gehörig (vgl. oben).

Manche der sog. Wetzschiefer sind sehr dichte quarzreiche Abänderungen des Thonschiefers von meist hellen gelblichen, grünlichen, röthlichen Farben. Die Wetzschiefer des Fichtelgebirges, welche aus dem Obercambrium bis ins Oberdevon reichen (Gräfenthal, Weitesthal, Steinach) lassen nach Gümbel

(Fichtelgeb. 1879. 290) u. d. M. die Kieselsäure z. Th. in Kryställchen, z. Th. in linsenförmigen Ausscheidungen zwischen den weiteren glimmerig-feldspathigen Gemengtheilen erkennen. Übrigens enthalten diese Wetzschiefer wider Vermuthen wenig SiO_2, nach den Analysen nur 46,81 bis 51,66 %, und die in HCl und SO_3 unlöslichen Theile machen in denselben nur 26,76 bis 31,57 % aus. Über Wetzschiefer aus dem Schiefergebirge des Thüringer Waldes vgl. Richter in Z. geol. Ges. XXI. 1869. 353. Im Pyrenäenthal der Neste de Louron bei Génos, um Viella im obersten Garonnethal erscheinen Wetzschiefer als Einlagerung im silurischen Thonschiefer (ebendas. XIX. 1867. 149). — Die berühmten Wetzschiefer von Viel-Salm in den Ardennen und von Recht im Kreise Malmedy, dem Cambrium angehörig, sind Glieder der Phyllite (vgl. S. 313).

Schieferthon.

(Slate clay; Argile schisteuse.)

Ein von dem Thonschiefer durch seine grössere Weichheit und Mildigkeit sich unterscheidendes, dabei meist nicht so vollkommen schieferiges Gestein, gewöhnlich grau in den verschiedensten Nuancirungen bis schwarz; sehr kleine Glimmerschüppchen oder feiner Quarzsand treten bisweilen makroskopisch hervor. Der Bruch, selbst der Querbruch ist nur matt oder schimmernd; im Feuer brennt er sich weiss, wenn Eisen vorhanden ist, roth. Eisenkies findet sich sehr häufig und oft in sehr reichlicher Menge als accessorischer Bestandtheil (z. B. auf der Sackgrube in Oberschlesien, bei Dudweiler unweit Saarbrücken), seltener andere Schwefelmetalle wie Zinkblende und Bleiglanz; kohlensaures Eisenoxydul imprägnirt nicht selten die Schieferthone und verleiht ihnen grössere Härte, höheres specifisches Gewicht und gelblichbraune Farbe; thoniger Sphaerosiderit ist eine nicht seltene Erscheinung in der Form von Nieren und grösseren Lenticularmassen (welche bei Fins im Dép. des Allier nach Guillemin dunkelgraue Phosphoritknöllchen umschliessen); ebenso tritt auch Thoneisenstein und mergeliger Kalkstein in den Schieferthonen auf.

Der mikroskopische Mineralbestand der Schieferthone ähnelt im Ganzen dem der Thonschiefer, doch scheinen hier die unzweifelhaft klastischen Elemente in den Vordergrund zu treten, unter denen namentlich Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen vorwalten, begleitet von Körnchen und Dendriten von Eisenoxyd. Die Rutilnädelchen sind ebenfalls vorhanden, wenn auch in geringerer Menge als in den Thonschiefern, desgleichen finden sich Turmalinsäulchen. Carbonate (Calcit, Eisenspath) bilden körnelig-lamellare Partieen oder schlecht begrenzte Individuen. Auch die S. 747 genannte amorphe Substanz scheint hier vorzukommen; vgl. die älteren Untersuchungen von G. R. Credner in Z. f. d. ges. Naturw. 1874. XLIV und Anger in Min. Mitth. 1875. 166. H. Thürach beobachtete mikroskopische Anatase in den Schieferthonen des Muschelkalks bei Würzburg. In solchen der Kohlenschichten von Seaton bei Newcastle fand

Hutchings theils durch directe mikroskopische Untersuchung, theils durch Isolirung mit schweren Flüssigkeiten vorwiegend Biotit (meist gebleicht und in Umwandlung zu Epidot begriffen), Muscovit, daneben Quarz, Feldspath, relativ viel Zirkon, Bruchstücke von Granat, Krystalle und Bruchstücke von Rutil, einzelne vollkommen scharfe und wohl authigene Anataskrystalle, recht viel Turmalin, ein wenig Titanit, viele farblose als Schwerspath bestimmte Rhomben von 102°; ein Theil des Glimmers wird als neugebildet angenommen, er ist mit feinen Rutilnädelchen erfüllt und hat bisweilen kleineren Axenwinkel als der ursprüngliche (Geolog. Magaz. 1890. 264).

Die Schichtung ist wie bei dem Thonschiefer immer sehr ausgezeichnet, dagegen gibt sich die für diesen so charakteristische transversale Schieferung hier selten oder nie zu erkennen. — Namentlich an Pflanzenresten, die entweder nur noch als Abdrücke erscheinen oder in Kohlesubstanz umgewandelt sind, ist der Schieferthon reich; thierische Überreste fehlen auch nicht, welche manchmal in Eisenkies vererzt erscheinen. Analysen von Schieferthon theilt G. Bischof mit (Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 1. Aufl. II. 1662); andere der Steinkohlenformation analysirte Ch. Mène, Comptes rendus LXXIII. 1871. 868. — Als Varietäten pflegen unterschieden zu werden:

Sandiger Schieferthon mit erkennbaren Sandkörnchen, übergehend in thonigen Sandsteinschiefer.

Mergeliger Schieferthon mit einem Gehalt an kohlensaurem Kalk, übergehend in Mergelschiefer, braust ein wenig mit Säuren.

Bituminöser Schieferthon, durch Bitumen dunkelbraun gefärbt, geht in Brandschiefer über.

Kohlenschiefer, durch Beimengungen kohliger Substanzen dunkelgrau bis schwarz gefärbt, oft mit erkennbaren Quarzstäubchen und Glimmerschüppchen. Kräuterschiefer hat man einen an Pflanzenabdrücken reichen Kohlenschiefer genannt; namentlich in der Steinkohlenformation.

Als Schieferletten, bunten Schieferthon (Röthelschiefer Gümbel's) bezeichnet man im Gegensatz zu den hellgrauen, dunkelgrauen und schwarzen Schieferthonen die rothen und bunt (gelb, grün, roth, violett) gefärbten. Sie sind meistens sehr thonreich, daher im feuchten Zustand fett und schmierig, im trockenen sehr mager und zerbröckelnd. Nicht selten enthalten sie kohlensauren Kalk in beträchtlicher Menge und werden dadurch mergelig. Concretionen von dichtem Rotheisenstein von Erbsen- bis Faustgrösse liegen in grosser Anzahl in den Schieferletten des Keupers bei Mühlhausen. Die Schieferletten zeigen ihre bunten Farben in Form von oft scharfbegrenzten Flecken, Wolken, Adern oder Streifen, wobei Roth meistens vorwaltet. Das dunkle Braunroth oder Blauroth wird durch eine Beimengung von Eisenoxyd hervorgebracht.

Die Schieferthone und Schieferletten lagern in zahlreichen Formationen: im Silur und Devon sind sie spärlich vertreten; in der Steinkohlenformation gewinnen die Schieferthone eine Hauptentwickelung, so dass sie in Verbindung mit Sandsteinen als das vorwaltendste Material erscheinen; Schieferthon bildet meist das

unmittelbare Hangende der Steinkohlenflötze. Vollkommen und dünn geschichtete Schieferletten sind namentlich für das Rothliegende bezeichnende Gesteine. Rothe und bunte Schieferletten bilden auch Glieder der obersten Abtheilung des Buntsandsteins, und spielen ebenfalls als Begleiter der bunten Keupermergel eine nicht unwesentliche Rolle. Schieferthone besitzen zumal wieder in den oberen Etagen der Liasformation grosse Verbreitung, während sie in der Formation des weissen Jura fast ganz fehlen und in der Kreide auch nur geringere Bedeutung gewinnen, um alsdann in der Braunkohlenformation wiederum desto entwickelter aufzutreten, z. B. bei Bilin und Tschermig in Böhmen, bei Kaltennordheim in der Rhön.

Alaunschiefer.

(Alum shale, Schiste alumifère, Ampélite alumineux, Schiste alumineux.)

Der Alaunschiefer ist ein sehr stark von kohligen Substanzen durchdrungener, daher graulichschwarz und bläulichschwarz gefärbter Schiefer, der oft reichlich mit Eisenkies imprägnirt ist, welcher bei der Verwitterung zur Bildung von gewinnbarem Alaun und Eisenvitriol Anlass gibt. Der Kohlenstoff des Alsch. erscheint namentlich in den von Kieselsäure durchdrungenen und deshalb härteren Varietäten auf den Klüften und Spalten des Gesteins auch in Form von glänzenden, manchmal bunt angelaufenen Blättern und Schuppen von Anthracit abgelagert. Bisweilen finden sich innerhalb des Alsch. kugelige Concretionen von einer ähnlichen Masse, welche indessen gar kein Schiefergefüge zeigt. Der Strich ist schwarz und etwas glänzend.

Mancherlei accessorische Bestandmassen kommen in den Alsch.n vor: Knollen von Eisenkies und Strahlkies, Platten und Lagen von Faserkalk, Kalkspathtrümer, Nieren und grössere lenticulare Massen, oft mehrere Fuss im Durchmesser haltend von bräunlichschwarzem Stinkkalk oder kohlschwarzem Anthrakonit (S. 459), welche oft aussen körnig oder stengelig, in der Mitte dicht, dabei manchmal von Lagen weissen Kalksteins durchsetzt sind; ihr Inneres ist mitunter von Klüften durchzogen, in denen Krystalle von Eisenkies, Zinkblende, Schwerspath, Bergkrystall (Bornholmer Diamanten) sitzen; sie lassen sich häufig leicht nach ihrer grössten Durchschnittsfläche spalten. Graulichschwarze bis überfussgrosse Nieren von Schwerspath (Hepatit) mit verworrenblätterigem oder strahligem Gefüge kommen bei Andrarum in Schonen vor. Der Alsch. ist bisweilen reich an organischen Überresten, welche namentlich auch in jenen Nieren von bituminösem Kalk enthalten sind; mitunter werden die Alsch. so reich an Kohle und Bitumen, dass man sie zum Brennen verwenden kann.

I. Grobschieferiger Alaunschiefer von Wegelstein bei Saalfeld in Thüringen; O. L. Erdmann, Journ. f. techn. Chem. XIII. 1832. 114.

II. Bläulich- bis eisenschwarzer Vitriolschiefer von Garnsdorf bei Saalfeld; O. L. Erdmann, ebendas. 112.

III. Alsch. von der Insel Bornholm; Forchhammer, Berzelius' Jahresbericht XXV. 1844. 405.

IV. Alsch. von Opslo bei Christiania; Forchhammer, Journ. f. pract. Chem. XXXVI. 1845. 397.

V. Alsch. von der Kinnekulle in Schweden; Wilson, Philos. Magazine (4) IX. 1855. 422; spec. Gew. 2,42. Bemerkenswerth ist der hohe Kaligehalt der drei letzten Analysen.

	I.	II.	III.	IV.	V.	
Kieselsäure	52,30	50,13	59,86	65,44	52,28	
Thonerde	21,67	10,73	15,89	14,87	16,64	
Eisenoxyd	5,83	2,27	—	0,75	—	
Eisenoxydul	—	—	—	—	6,96	
Kalk	1,00	0,40	0,99	0,15	1,53	
Magnesia	2,15	1,00	1,68	1,34	1,10	
Kali	—	—	3,72 (Kali + Natron)	4,59	7,98	
Natron	—	—		0,48	—	
Wasser	5,08	2,21	6,90	nicht	1,40	Glühv.
Kohle	0,80	22,83	8,65	bestimmt	4,37	
Schwefel	10,17 (Schwefel + Eisen)	7,53 (Schwefel + Eisen)	0,82	1,25	4,13	
Eisen			0,50	1,05	3,61	
	99,00	97,10	99,01	89,92	100,00	

Die Alaunschiefer bilden untergeordnetere, meist deutlich geschichtete Glieder der älteren paläozoischen Formationen, verbunden mit Kalkstein- und schwarzen Kieselschieferlagern. Die skandinavischen Alsch. von Bornholm, aus der Umgegend von Christiania, die von Andrarum in Schonen, Garphytta in Nerike, Honsäter in Westgothland gehören der cambrischen Formation an. Reichenbach, Limbach, Erlenbach im Vogtlande, Lautenthal u. a. O. im Harz. In Böhmen treten längs der Beraun von Pilsen bis Zwikowetz, an der Radbusa, dem Uslawabach u. s. w. dunkel bis schwarz gefärbte Alsch. (Vitriolschiefer) auf, welche den Eisenkies in sehr kleinen Körnchen und Kryställchen, sowie in dünnen Lagen und in kugeligen Massen enthalten und Glieder der Silurformation bilden (v. Lidl, Jahrb. geol. R.-Anst. VI. 1855. 601). Das Silur der Pyrenäen enthält vielorts Alsch., z. B. im unteren Arboust-Thal, bei Bouan im Ariège-Thal, bei Antras im Biros-Thal (F. Z., Z. geol. Ges. XIX. 1867. 150). Auch die unteren Etagen der Steinkohlenformation führen hier und da, z. B. in Belgien Alsch.; im Culm von Gross-Pohlom zwischen Troppau und Mährisch-Ostrau, zwischen Dornap und Aprath im Regierungsbezirk Düsseldorf.

Der Kiesgehalt der Alaunschiefer verdankt offenbar seine Entstehung einer Reduction schwefelsaurer Salze durch die in den Schiefern vorhandenen organischen Substanzen. Forchhammer suchte zu zeigen, dass sich der Alaunschiefer von Bornholm aus Tangarten auf dem Meeresgrund gebildet habe und dass seine Bildung noch fortdauern könne. Der faulende Tang erzeugt aus den schwefelsauren Salzen Eisenkies, die Überreste mengen sich mit Thon und geben so Alaunschiefer.

Limmatische Gesteine.

Kaolin.

(Porzellanerde, Porzellanthon, China clay.)

Eine aus sehr feinen, staubartig erdigen Theilchen bestehende, zerreibliche und meist abfärbende, matte, mager anzufühlende, nur wenig an der Zunge klebende Masse von vorherrschend weisser, ins röthliche, gelbliche, grünliche ziehender Farbe. Beim Erhitzen gibt sie Wasser und ist im Feuer nicht schmelzbar. Der Kaolin ist ein verhältnissmässig sehr reiner Thon, welcher vorwiegend aus der Zersetzung von Feldspath hervorgegangen ist. Der rohe Kaolin ist in der Regel mit Quarz vermengt, von dem er durch Schlämmen möglichst getrennt werden muss. Die eigentliche, von fremden Beimengungen freie Substanz des Kaolins hat man als Kaolinit bezeichnet.

Nachdem Johnston und Blake schon darauf aufmerksam gemacht hatten, dass die meisten der von ihnen u. d. M. untersuchten Kaoline vorwiegend aus weissen perlmutterglänzenden sechsseitigen Schuppen bestehen, welche in heisser HCl unlöslich sind und die Zusammensetzung des Kaolins besitzen, hat Safařik für die böhmischen K.e ebenfalls dargethan, dass sie sammt und sonders krystallinisch sind. Der pulverige weisse K. von Swarow besteht nach ihm allein aus hexagonalen Blättchen von 0,007 bis 0,04 mm Länge und äusserster Dünne, ohne Spur von Einwirkung auf das polarisirte Licht. Gelber, im gepulverten Zustand weisser K. von Nuciz wird aus grossen durchsichtigen, zwischen gekreuzten Nicols farbenspielenden Krystallschuppen zusammengesetzt. Alle übrigen K.e Böhmens erwiesen sich entweder aus deutlichen Krystallen oder Krystallfragmenten constituirt (Sitzgsber. d. böhm. Ges. d. Wiss. 16. Febr. 1870). Auch Kenngott hat schon die krystallinische Beschaffenheit des K. u. d. M. erkannt, ferner hervorgehoben, dass das (chemisch mit K. übereinstimmende) die Topase vom Schneckenstein begleitende Steinmark aus mikroskopisch kleinen rhombischen Tafeln bestehe, deren stumpfe Seitenkante 118° misst, während die scharfe oft abgestumpft ist (N. Jahrb. f. Min. 1859. 594).

Die eigentlichen Krystallisations-Verhältnisse des Kaolins festzustellen, ist aber erst Hans Reusch gelungen; der von ihm untersuchte K. von der National Belle Mine auf Red Mountain bei Silverton in Colorado bildete ein weisses, von winzigen Krystallflächen funkelndes Pulver, bestehend aus kleinen farblosen und durchsichtigen sechsseitigen Tafeln, ca. 0,1 mm gross mit untergeordneten Flächen an den Rändern. Die ebenen Winkel der Hexagone betragen mehr oder weniger genau 120°. Spaltrisse in drei Richtungen durchsetzen die Tafeln, den Umrisslinien parallel. Das Mineral ist optisch zweiaxig mit nicht unbedeutendem Axenwinkel, und auf der Blattfläche tritt eine negative Bisectrix aus. Es gehört aber zum triklinen System: denn erstlich bildet die Trace der Axenebene einen Winkel von ca. 12° mit der Normalen auf einem der die Tafeln begrenzenden Seitenpaare (abweichend vom Glimmer), und sodann sieht man an Tafeln, welche

auf der hohen Kante stehen und eine gute Spaltbarkeit nach ihrer grössten Fläche besitzen, dass die Auslöschung einen Winkel von ca. 15°—20° mit der Richtung der letzteren und der Trace der Tafelfläche bildet (N. Jahrb. f. Min. 1887. II. 70). — Demgegenüber wurde allerdings ein K. von Anglesey, angeblich ganz mit dem von Reusch untersuchten aus Colorado übereinstimmend, von Allan Dick und Miers als monoklin bestimmt; die meist sechsseitigen und rhombischen Tafeln sind nicht selten treppenförmig übereinandergeschichtet; die Combination ∞P̆∞. ∞P. P. 0P ist tafelförmig nach 0P, auch nach ∞P̆∞; 0P : ∞P̆∞ = 90°; zwillingsartige Verwachsungen erfolgen nach 0P; die Auslöschungen entsprechen dem monoklinen System; Auslöschungsschiefe zur Axe c auf ∞P̆∞ im spitzen Winkel $\beta = 20°$ (Mineralog. Magazine VIII. 1888. 15 und IX. 1889. Nr. 41).

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Kaolinmassen werden darin ausser den sehr kleinen und dünnen Schüppchen des eigentlichen Kaolins auch andere grössere Lamellen erkannt, welche bald klar und farblos, bald mehr bräunlichgelb und trübe, wahrscheinlich einem glimmerartigen Mineral angehören (E. E. Schmid beobachtete auch sechsseitige, quergestreifte und gefurchte Prismen, bis 0,4 mm lang, gekrümmt bis zum schleifen- und hakenförmigen, ähnlich den wulstigen Aggregaten des Vermiculits); ferner rundliche oder fragmentare Körnchen von Quarz, farblose blassbläuliche oder -grünliche Turmalinsäulchen (zuerst wahrgenommen von Schmid), Rutilprismen.

I. Kaolin von Aue bei Schneeberg in Sachsen nach Forchhammer, Poggend. Ann. XXXV. 331.
II. K. von Seilitz bei Meissen nach Forchhammer, ebendas.
III. K. von Passau nach Forchhammer, ebendas.
IV. K. von St. Yrieux bei Limoges nach Forchhammer, ebendas.
V. K. von Benage in Cornwall nach Boase, Journ. f. pr. Chemie XI. 146.
VI. K. von Tongkang in China nach Ebelmen und Salvétat, Ann. d. chim. et phys. (3) XXXI. 257.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Kieselsäure	46,53	46,46	45,14	48,68	44,36	50,5
Thonerde	39,47	36,37	35,00	36,92	40,00	33,7
Eisenoxyd	—	1,22 }	2,70	—	—	1,8
Kalk	—	— }		0,58 (Na_2O)	—	1,9 (K_2O)
Magnesia	—	—	—	0,52	1,93	0,8
Wasser	13,97	13,61	17,16	13,13	12,87	11,2
Kohlens. Kalk	0,31	1,47	—	—	—	—
	100,28	99,13	100,00	99,83	99,16	99,9

Nach Forchhammer, welcher zuerst die Vorgänge bei der Zersetzung des Orthoklases zu Kaolin erläuterte, ist der K. in seiner reinsten Form das Silicat $(Al_2)\ Si_2O_7 + 2\ H_2O$, welches aus 46,40% SiO_2, 39,68 Al_2O_3 und 13,92 H_2O besteht; dies gilt wohl allgemein als die Normalzusammensetzung des Kaolins (Kaolinits); da aber das Wasser erst vollständig durch längeres stärkeres Erhitzen entweicht, so scheint es nach Rammelsberg's Vorgang gerechtfertigt, die Hälfte des Wassers als chemisch gebunden zu erachten und die Formel

$H_2Al_2Si_2O_8$ + aq zu schreiben, wodurch der K. dem Serpentin ähnlich wird. Die Zersetzung des Orthoklases geht nach Forchhammer so vor sich, dass demselben Kalisilicat entzogen wird, und das übrig bleibende Thonerdesilicat Wasser aufnimmt:

Orthoklas	$= Al_2O_3 + K_2O + 6\,SiO_2$		
weggeführt	$K_2O + 4\,SiO_2$,	hinzugetreten $2\,H_2O$	
Kaolin	$= Al_2O_3$	$+ 2\,SiO_2$	$+ 2\,H_2O$.

Fuchs und Bischof zeigten, dass es namentlich das mit Kohlensäure beladene Wasser sei, welches die Zersetzung bewirkt und das Alkali, dessen Verbindung mit Kieselsäure zerstörend, als Bicarbonat auslaugt. Es ist übrigens leicht erklärlich, dass nur höchst selten die Zusammensetzung des K. mit der obigen Normalformel genau übereinstimmt; in den Analysen schwankt SiO_2 von 40—58, Al_2O_3 von 30—45, H_2O von 10—20 %, ausserdem sind in den meisten K.en noch Fe_2O_3, alkalische Erden und Alkalien vorhanden, dabei ist der K. auch meistens noch mit Theilchen unzersetzter Mineralien, Quarzkörnchen, Feldspathbröckchen gemengt. Forchhammer stellt selbst für den K. von Passau die Formel $4\,Al_2O_3$, $9\,SiO_2 + 12\,H_2O$ auf, während sich der von Gutenberg bei Halle der Formel $2\,Al_2O_3$, $3\,SiO_2 + 3\,H_2O$ nähern soll, welches nach Berthier auch die des K. von Limoges ist. Malaguti betrachtete hingegen die Normalformel des K. als $2\,Al_2O_3$, $3\,SiO_2 + 4\,H_2O$, indem er davon ausging, dass nicht alle gefundene SiO_2 dem Kaolin eigenthümlich, sondern dass ein Theil derselben, den er mit Kalilauge auszuziehen vermochte, beigemengt sei (Poggend. Ann. LVIII. 89). Nach Rammelsberg's Erfahrungen (Mineralchemie 1860. 572) löst indessen kochende Kalilauge das Thonerdesilicat als solches auf. E. E. Schmid und Herold schliessen aus ihren Analysen der K.e aus dem Thüringer Buntsandstein, dass zwar die meisten und gerade die von der Technik bevorzugten Sorten die Normalzusammensetzung Al_2O_3, $2\,SiO_2 + 2\,H_2O$ besitzen, während bei anderen dieses Silicat $(Al_2)\,Si_2O_7$ nur mit $1\frac{1}{2}$ oder nur mit $1\,H_2O$ verbunden sei, und ausserdem auch noch Al_2O_3, $3\,SiO_2 + 2\,H_2O$ vorkomme.

Die Verwitterung der einzelnen Feldspathe geht jedenfalls mit verschiedener Schnelligkeit vor sich; so widerstehen die kieselsäurereicheren Feldspathe länger der Zersetzung als die kieselsäureärmeren und die kalireichen werden ungleich schwieriger zersetzt als die natron- und kalkreichen.

Feldspathreiche Gesteine, namentlich Granite, Gneisse und Porphyre haben vorwiegend das Material zur Kaolinbildung dargeboten. Quarzkörnchen, unzersetzte Feldspathstückchen und Glimmerblättchen finden sich, wie schon erwähnt, daher häufig dem K. beigemengt, auch kleine Eisenoxydknötchen haben sich darin gebildet. Die bei der Umwandlung der Feldspathe ausgeschiedene Kieselsäure hat die Bildung von Kiesel-Concretionen veranlasst, welche sich in manchen K.en als Opal, Halbopal, Chalcedon, Hornstein finden; so enthält der K. von Obernzell bei Passau nach Fuchs Opal- und Halbopalknollen, ebenfalls nach Rüppell der von der Insel Elba; reich an chalcedonähnlichen Hornsteinknollen sind, wie Emmons berichtet, die K.e von Athol, Johnsburgh und Minerva im

Staat New-York. Naumann hält dafür, dass auch der sog. Knollenstein in dem zersetzten Porphyr der Gegend von Halle auf ähnliche Weise entstanden sein mag (Geogn. I. 726).

Das Gebiet der Granite und Porphyre ist daher u. a. die Heimath der Kaolinlagerstätten; nicht nur an der Aussenfläche der Gebirgsmassen tritt die Zersetzung, oft in sehr grossartigem Maassstab ein, sondern diese Verwesungsprocesse ziehen sich oft tief in das Innere hinein, wo alsdann ein allmählicher Übergang aus dem nur wenig kaolinisirten in das frische Gestein stattfindet; die ausgezeichnetsten der granitischen Kaolinlager sind die von Karlsbad in Böhmen, Aue bei Schneeberg in Sachsen, St. Yrieux bei Limoges, St. Stephens und Carclaze bei St. Austell in Cornwall, wo eine sehr starke Kaolinförderung im Gange ist. Die Quarzporphyre von Seilitz, Sornzig nnd Schieritz in Sachsen haben ebenfalls zur Bildung von K. Anlass gegeben, der von Rasephas bei Altenburg erscheint bis auf eine Tiefe von 30 Ellen umgewandelt. Gleichfalls ist es in der Umgegend von Halle bei Morl und Trotha Porphyr, aus dem der K. entstanden ist, auch einige der cornischen Elvangänge sind kaolinisirt. In Brasilien findet sich in der Gegend von Rio do Janeiro und Bahia nach Spix und Martius, sowie nach Darwin der Gneiss stellenweise zu beträchtlicher Tiefe in K. zersetzt. Auch die Phonolithe erleiden derlei Umwandlungsprocesse (vgl. Reuss, Umgeb. v. Teplitz 210 und G. Rose in Z. geol. Ges. VI. 1854. 301). Wie v. Richthofen angibt, ist die Porzellanerde von Dubrinics, n. von Unghvár in Ungarn, die vorzüglichste in Österreich, aus einer Zersetznng rhyolithischer Sedimente entstanden (Jahrb. geol. R.-Anst. 1861. 211). Porzellanerde aus trachytischem Material fand er wieder bei dem Dorf Inassa in der Umgegend von Nangasaki (Z. geol. Ges. XIII. 1861. 252).

Secundäre Kaolinlagerstätten, Kaolinmassen, die durch Wasserfluthen an andere Orte hin fortgeschwemmt wurden, finden sich z. B. auf der Höhe des Sollings zu Neuhaus und bei Lenne im Braunschweigischen.

G. Bischof, Chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. II. 418 ff.
Bley, K. von Halle, Journ. f. pract. Chem. V. 313.
Brongniart, Laurent u. Malaguti, Annales des mines (4) II. 465; Poggend. Ann. LVIII. 89.
Couper, K. aus Cornwall, Journ. f. pract. Chem. XLIV. 232, aus Philos. Magaz. Dec. 1847. 435.
Callery, über K. des Granits von Macao in China, Bull. soc. géol. VIII. 1836. 234.
Benza, K. des Syenitgranits der Neelgherries in Ostindien, N. Jahrb. f. Miner. 1838. 713.
Terreil, K.e aus den Gebirgen des Cabo de Gata, Spanien, Comptes rendus LV. 60.
E. E. Schmid, K.e des Thüringer Buntsandsteins, Z. geol. Ges. XXVIII. 1876. 87.
H. Herold, Kaoline der Formation des mittl. Buntsandsteins in Thüringen. Inaug.-Dissert. Jena 1875.
Cagnant, K. im Mayenne-Départ., l'Institut 1876. 81.
De Launay, K. von den Colettes, Dép. Allier, Bull. soc. géol. (3) XVI. 1888. 1064.
Vilanova, K. in der Prov. Toledo, Spanien, Bull. soc. géol. (3) IV. 1876. 680.
Eichstädt, K. aus Schonen, Stockh. geol. Fören. Förh. X. 1888. 82.
W. Pabst, Untersuchung v. chinesischen u. japanischen zur Porzellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen, Z. geol. Ges. XXXII. 1880. 224.

Thon.

(Plastischer Thon, Töpferthon, Pfeifenthon, Letten, Clay, Argile plastique.)

Wasserhaltiges Thonerdesilicat, wie der Kaolin ein Zersetzungsproduct feldspathreicher Gesteine, im trockenen Zustand grob- bis feinerdig, milde und zerreiblich, im feuchten geschmeidig und plastisch, von sehr verschiedenen weissen und grauen, manchmal gelblichen, röthlichen, bräunlichen, grünlichen, bläulichen Farben, welche öfters in Streifen, Adern und Flecken abwechseln (bunter Thon, variegated clay, mottled clay). In sehr vielen Fällen sind die Ablagerungen von Thon (wie auch von Lehm, Letten u. s. w.) nicht unmittelbare Bildungen aus den ursprünglichen Gemengtheilen krystallinischer Feldspathgesteine, sondern Schlämmproducte, welche das Wasser aus thon- u. s. w. haltigen Conglomeraten, Sandsteinen, Schieferthonen, Mergeln herauspraeparirt hat, weshalb sich diese Massen gewissermassen schon auf tertiärer Lagerstätte befinden; vgl. Senft, Die Thonsubstanzen, nach Entstehungsweise, Bestand, Eigenschaften und Ablagerungsorten, Berlin 1879.

Die Thone saugen begierig Wasser, Salzlösungen, Oele, Fette ein und kleben im trockenen Zustand stark an der feuchten Zunge; nach dem Ansaugen des Wassers bilden sie einen knetbaren und schneidbaren Teig, der das Wasser mit solcher Kraft festhält, dass er über 70 % davon aufnehmen kann, ohne es als Tropfen wieder von sich zu geben. Im trockenen Zustand sind sie matt, die geritzte oder am Fingernagel geriebene Stelle zeigt aber einigen Glanz. Beim Austrocknen zieht sich der feuchte Thon zusammen und berstet. Ein kleiner Theil des Wassers im Thon geht erst bei der Glühhitze fort, alsdann »brennt sich« der Thon, er büsst seine Fähigkeit, Wasser fest zu halten und plastisch zu werden, ein. Beim Anhauchen entwickelt der Th. einen unangenehmen, dumpfen charakteristischen Geruch. — Reiner Th. bei 100° getrocknet hat ein spec. Gewicht von 2,44—2,47; es steigt beim allmählichen Erhitzen bis zu 2,70, sinkt aber dann wieder bei zu starker Erhitzung auf 2,48 herab.

Selten ist der Thon vollständig reines wasserhaltiges Thonerdesilicat, indem Carbonate von CaO, MgO, FeO, die sich durch Brausen mit Säuren zu erkennen geben, sehr häufig innig damit verbunden sind, und Beimengungen von gröberem oder feinerem Quarzsand sich auch nicht selten finden, ebenso wie Glimmerschüppchen und Kohlestäubchen manchmal seine Masse verunreinigen. Durch bituminöse oder kohlige Stoffe erscheinen die Th.e braun oder schwarz gefärbt. Die chemische Zusammensetzung weicht, die allerdings gewöhnlich sehr reichlichen Verunreinigungen abgerechnet, im Allgemeinen nicht sehr von der der Kaoline ab. In den meisten Analysen findet sich auch ein Gehalt an K_2O und Na_2O; manche ergeben S (durch Eisenkies), SO_3 (durch Gyps), P_2O_5, Cl, TiO_2. Phipson (Chem. News VII. 210; N. Jahrb. f. Min. 1864. 363) fand in verschiedenen Th.en mehr oder weniger grosse Mengen von V_2O_5; so im Londonthon 0,023 und 0,056 %; in einem Th. des Gault aus Sussex 0,06 und 0,07 %, in einem weissen

Th. aus Belgien 0,03. Huber wies auch V_2O_5 in Th.en der Lindener Mark bei Giessen nach (Ann. d. Chem. u. Pharm. CXXX. 365).

I. Th. von Pöchlarn in Österreich nach v. Ferstl.
II. Th. von Benndorf.
III. Th. von Grenzhausen in Nassau nach R. Fresenius.
IV. Blaugrauer Tegel von Inzersdorf bei Wien nach E. v. Sommaruga, Jahrb. geol. R.-Anst. XVI. 1866. 69.
V. Oligocäner feuerfester Th. von Klingenberg bei Aschaffenburg nach Vohl.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Kieselsäure	62,54	75,44	68,28	50,14	49,37
Thonerde	14,62	17,09	20,00	13,18	30,10
Eisenoxyd	7,65	1,13	1,78	7,62 FeO	3,89
Kalk	—	0,48	0,61	3,85	0,38
Magnesia	—	0,31	0,52	0,50	0,01
Kali	—	0,52	2,35	0,89	Spur
Natron	—	—	—	5,14	Spur
Wasser	14,75	4,71	6,39	12,28 Glv.	16,24
	99,56	99,68	99,93	93,60	99,99

IV enthält noch: SO_3 0,73; CO_2 4,81; Cl 0,007; von MnO und P_2O_5 Spuren. V: 0,01 FeO.

Unter den grösseren accessorischen Bestandtheilen sind Krystalle und Krystallgruppen von Eisenkies, Strahlkies und Gyps, Glaukonitkörner zu erwähnen; über den Gyps im miocänen Thon von Sütel im ö. Holstein vgl. Klien in Poggend. Annal. CLVII. 611. Sphaerosiderit, Thoneisenstein und kalkiger Mergel erscheinen oft in Form von Knollen und Nieren. Schwarze Knollen, welche wesentlich aus Manganhyperoxyd bestehen und aus Manganoxydulcarbonat hervorgegangen sind, erwähnt Rzehak in den oligocänen Thonen Mährens von Nikoltschitz u. a. O. (Min. u. petr. Mitth. VI. 1885. 57). Bis 1 cm grosse kugelige Concretionen von mehligem kryptokrystallinem Baryt liegen im Thon von Neukersdorf bei Frohburg in Sachsen. Der Thon führt Schwefel bei Aosta in Piemont und Girgenti in Sicilien, Realgar und Auripigment zu Tajowa in Ungarn, Aluminit zu Auteuil bei Paris.

G. R. Credner fand in einer Reihe von Thonen oft reichlich mikroskopische Krystallnädelchen, denjenigen ähnlich, wie sie — später als Rutil erkannt — in den Thonschiefern vorkommen (Z. f. allg. Naturwiss. 1874). Anatas, Brookit, Zirkon, Turmalin, Granat, Staurolith, Picotit, Magneteisen beobachtete H. Thürach darauf mikroskopisch in den Thonen der Lettenkohle bei Würzburg; bei Flörsheim unweit Mainz enthält nach ihm der Septarienthon ausserdem noch Glaukophan. Schalch fand in Braunkohlenthonen bei Wurzen Zirkone sowie aus benachbarten Porphyren stammende Quarzdihexaëder. Teall erhielt durch geeignete Schlämmung aus mehreren Thonen (z. B. Pfeifenthon der Bagshot Beds an der Alum-Bay auf der Insel Wight, sandiger Kimmeridge-Clay von Drayton, plastischer Thon von Newbury) Quarzkörner, Nadeln und Zwillinge von Rutil,

Anatas, Turmalin, Zirkon in wechselnder Menge, auch einmal Cyanit (Miner. Magazine VII. Nr. 35. 1887. 201).

Petrefacten finden sich in manchen Thonen reichlich und zwar in verhältnissmässig schönen und sehr wohl erhaltenen Exemplaren, während wiederum andere Thone sich als vollständig fossilfrei erweisen. Die wahrscheinlich jungtertiären grauen Thone von Kar Nikobar, sowie die weissen meerschaumähnlichen oder rothen eisenschüssigen Thone von Camorta, ebenfalls einer der Nikobaren-Inseln, haben einen grossen Reichthum an fossilen Radiolarien (Polycistinen) geliefert. — Schichtung ist bei den reineren und einfarbigen Thonvarietäten wohl nur selten deutlich zu beobachten, die bunten Thone, sowie die durch Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen verunreinigten lassen dagegen oft eine mehr oder weniger vollkommene Schichtung erkennen.

Man pflegt eine Anzahl von Mengungsvarietäten der Thone zu unterscheiden, von denen die wichtigsten sind:

Eisenschüssiger Thon mit einem grösseren Eisenoxyd- oder Eisenoxydhydratgehalt, daher ockergelb oder rothbraun, manchmal mit Quarzsand vermengt.

Glimmerreicher Thon mit vielen weissen zarten Glimmerschüppchen gemengt, wodurch nicht selten, wenn sie annähernd parallel vertheilt sind, eine Art von schieferigem Gefüge hervorgebracht wird.

Töpferthon, weich, sehr zähe, mit sehr fein vertheiltem Quarzsand, brennt sich im Feuer roth.

Bituminöser Thon oder ulminreicher Thon, bläulichgrau, schwärzlichgrau bis schwarz, gänzlich durchdrungen mit bituminösen Stoffen; bleicht zuerst beim Glühen und brennt sich dann gelb oder roth; namentlich in der Lettenkohlenbildung der Triasformation, auch in Verbindung mit Braunkohlen im Tertiär.

Salzthon (v. Humb., argile salifère), ein sehr bituminöser, dunkelgrauer bis schwärzlicher, mit Kochsalz imprägnirter Thon, welcher vielfach von Fasergyps und Anhydrit durchzogen ist; das Steinsalz enthält er auch in Form von Körnern, Nestern und Trümern. Im Salzthon von Westeregeln finden sich merkwürdige Pseudomorphosen, verdrückte, innen zunächst mit einer Quarzhaut ausgekleidete Steinsalzformen, erfüllt mit Steinsalz, welches eine durch das ganze Gebilde gleichmässig durchgehende Spaltbarkeit zeigt; daneben andere mit körnigem Steinsalz ausgefüllte Pseudomorphosen, welche nach Weiss auf Carnallit, nach v. Zepharovich auf Sylvin zurückzuführen sind (Weiss in Z. geol. Ges. XXV. 1873. 552; v. Zepharovich, Sitzgsb. Wien. Ak. Bd. 69, Februarheft). Der Salzthon begleitet die Steinsalzablagerungen, namentlich die des Muschelkalks, und ist besonders mit Anhydrit vergesellschaftet, mit dem er entweder wechsellagert oder stück- und brockenweise auf das innigste verbunden ist (Hallerde von Sulz am Neckar). Nach Schafhäutl enthält der Salzthon ausser dem Thonerdesilicat ($SiO_2 = 45{,}50$, $Al_2O_3 = 15{,}00$) noch $MgCO_3$ in verhältnissmässig grosser Menge, z. B. 26,56% (weshalb er auch den Salzthon einen Bitter-

erde-Mergel nennt), etwas Schwefeleisen und Schwefelmangan, ein paar Procent Bitumen (2,35) und noch weniger Kochsalz (1,06), daneben ist er bisweilen reich an Diatomeenresten (Ann. d. Chem. u. Pharm. LI. 1844. 261 u. N. Jahrb. f. Min. 1850. 706).

Alaunthon (Alaunerde, Vitriolthon), ganz imprägnirt mit, dem freien Auge nicht oder kaum sichtbaren ausserordentlich feinen Theilchen von Schwefeleisen, Bitumen oder Braunkohle, daher schwärzlichgrau bis schwarz, meist zum schieferigen geneigt und leicht an der Luft zerfallend. Durch Oxydation des Eisenkieses zu Eisenvitriol wird Schwefelsäure frei, welche den Anlass zur Bildung von schwefelsaurer Thonerde gibt. H. Müller zeigte, dass der Alaunthon ausser dem Schwefeleisen noch freien Schwefel und huminsaures Eisenoxydul in allerfeinster unsichtbarer Vertheilung enthält. Der Geschmack nach Alaun tritt im frischen Zustand nur schwach, beim Liegen an der Luft, wenn die Vitriolescirung fortschreitet, stärker hervor. Der Alaunthon entwickelt v. d. L. auf Kohle schwefelige Säure und brennt sich roth, mit Wasser kann man den Eisenvitriol- und Alaungehalt extrahiren.

I. Alaunthon vom Pützberg bei Friesdorf unweit Bonn. Bergemann in Nöggerath's Gebirge in Rheinl.-Westph. II. 300.
II. Alaunthon von Freienwalde an der Oder. Klaproth, Beiträge IV. 257.
III. Alaunerde von Bokup in Mecklenburg nach Eberhard.

	I.	II.	III.
Kieselsäure	45,30	40,00	60,88
Thonerde	10,80	16,00	11,35
Magnesia	—	0,25	0,46
Schwefel	3,94	2,85	—
Kohle	5,95	19,65	7,25
Flüchtiges Bitumen	—	—	3,78
Eisenoxydul	5,50	6,40	5,15 (Fe_2O_3)
Manganoxyd	0,60	Spur	—
Schwefels. Eisenoxydul	5,73	1,80	0,02
Schwefels. Thonerde	1,20	—	0,16
Schwefels. Kali	1,75	1,50	0,05
? Schwefels. Kalk	1,71	1,50	0,53
Chlorkalium	0,35	0.50	0,02
Wasser	16,50	10,75	10,27
Schwefelsäure	0,47	—	—
	99,80	101,20	99,92

Der Alaunthon bildet Ablagerungen namentlich in der Braunkohlenformation, gewöhnlich die Braunkohlenflötze begleitend und das Hangende derselben abgebend. z. B. bei Freienwalde, Schermeissel und Gleissen in der Mark Brandenburg, bei Bokup (49 Fuss mächtig) und Loosen (87 Fuss mächtig nach Brückner) in Mecklenburg, bei Friesdorf und an der Hardt bei Beuel unweit Bonn, bei Altsattel in Böhmen.

Vgl. H. Müller, Journ. f. pract. Chem. LIX. 1853. 257; Z. geol. Ges. VI. 1854. 720. Plettner, Mark Brandenburg, Z. geol. Ges. IV. 1852. 342. 345. 442.

Der Nyirok Ungarns ist nach Szabó und Wolf ein häufig blassroth gefärbter plastischer Thon, kalkfrei und petrefactenleer, welcher als ein Zersetzungs- und Abschwemmungsproduct von Trachyten und Tuffen zu betrachten ist, von denen er noch nicht ganz zerfallene Brocken einschliesst; er begleitet die Trachyt- und Tuffrücken, ist als ihre oberflächliche Kruste auf deren Grenzen beschränkt und z. B. im Tokajer Gebiet von hervorragender Bedeutung für den Weinbau.

Die Thone sind theils marine Ablagerungen, theils Absätze aus Süsswasser. Sie haben vorwiegende Entwickelung in den mittleren und jüngeren Formationen gefunden. Man kennt zwar auch schon Thone im Bereich der ältesten Formationen; so bildet blauer Thon, ganz ähnlich dem tertiären, mächtige Ablagerungen in der unteren Etage des Cambriums der Umgegend von St. Petersburg und Reval; auch die russische Steinkohlenformation (z. B. im Bassin von Moskau, an der Prikscha und Krupitza nach Eichwald) enthält gewöhnliche Töpferthone und v. Lidl erwähnt mächtige graue Thone als Glieder der Steinkohlenformation im böhmischen Bassin von Pilsen. Es folgt eine Aufzählung einiger, in stratigraphischer Hinsicht unterschiedener Thonablagerungen:

Turneri-Thon mit Ammonites Turneri, im unteren Lias (β) Schwabens.

Oxynotus-Thon mit Ammonites oxynotus (Oxynoticeras oxynotum), im unteren Lias (β) Schwabens.

Amaltheen-Thon mit Ammonites amaltheus (Amaltheus margaritatus), im mittleren Lias (δ) Schwabens und des n.w. Deutschlands.

Bradford-clay in Wiltshire zum englischen Great Oolite, der oberen Etage des Lower Oolite gehörend.

Oxford-clay, zum englischen Middle Oolite gehörend.

Kimmeridge-clay, unterste Abtheilung des englischen Upper Oolite.

Opalinus-Thon mit Ammonites opalinus (Harpoceras opalinum), im unteren braunen Jura (α) Schwabens.

Giganteus-Thon, mit Belemnites giganteus Schl., im braunen Jura (δ) Schwabens.

Dentalien-Thon und Parkinsoni-Thon (mit Amm. Parkinsoni), im braunen Jura (ε) Schwabens.

Ornaten-Thon mit Ammonites ornatus (Cosmoceras ornatum) und Lamberti-Thon mit Amm. Lamberti, im oberen braunen Jura (ζ) Schwabens.

Wealden-clay, oberstes Glied der englischen Wealdenformation.

Gault, ursprünglich aus Cambridgeshire stammende Bezeichnung für eine Thonablagerung unter dem Upper greensand.

Speeton-clay, zur untersten Kreide in Yorkshire gehörig, hauptsächlich dem Gault entsprechend, aber auch neocome Fossilien enthaltend.

Hils-Thon, zur subhercynischen Neocombildung gehörend.

London-clay, zum unteren Eocän } des südlichen Englands.
Barton-clay, zum oberen Eocän }

Thon von Egeln, zum unteren Oligocän Norddeutschlands.

Kapselthon, plastischer fetter Thon des norddeutschen Unteroligocäns, so genannt wegen seiner Verwendung zu feuerfesten Kapseln bei der Porzellanfabrikation.

Septarienthon, blaugrauer plastischer Thon mit flach elliptischen vielfach zerborstenen Nieren von dichtem Kalk (Septarien, vgl. I. 506), verbreitet im norddeutschen marinen Mitteloligocän.

Rupelthon, ursprünglich tertiäre Septarienthone von dem oberhalb Antwerpen in die Schelde müudenden Rupel.

Tegel, Thonbildung im miocänen Wiener Becken.
Litorinellen-Thon, zum Miocän des Mainzer Beckens.
Glindower Thon, Schlämmproduct des glacialen Geschiebelehms im norddeutschen Diluvium.

Walkerde (Werner).

(Walkererde, Walkthon, Fullers earth, Argile smectique.)

Eine grünlichgraue bis ölgrüne und olivengrüne, bisweilen auch weissliche, gelbliche oder bräunlichrothe, sehr weiche, fettig anzufühlende thonartige Masse, manchmal mit verschiedenfarbigen Wolken, Flecken oder Streifen; der Bruch ist uneben oder flachmuschelig im Grossen, feinkörnig, erdig oder splitterig im Kleinen; die Masse ist matt, im Strich oder beim Reiben mit dem Fingernagel glänzend, klebt nur wenig an der Zunge und zerfällt im Wasser leicht unter Ausstossung von Luftblasen zu einer breiartigen, aber nicht plastischen Masse »wie Uhrsand«; saugt sehr begierig Fett und Öl ein, worauf ihre Anwendung zum Walken der Tücher beruht. Das spec. Gew. ist 1,8—2,2.

I. Walkerde von Reigate in England; Klaproth, Beiträge IV. 334.
II. W. von Nimptsch in Schlesien; Klaproth, ebendas.
III. W. von Maxton nach Thomson.

	I.	II.	III.
Kieselsäure . . .	53,00	48,50	57,10
Thonerde	10,00	15,50	31,85
Eisenoxyd . . .	9,75	6,50	—
Magnesia	1,25	1,50	2,62
Kalk	0,50	0,50 MnO_2	—
Wasser	24,00	25,50	7,28
Chlornatrium . . .	0,10	Spur	—
	98,60	98,00	98,85

Die Analyse von Thomson weicht sehr ab von I und II; die Klaproth'schen W.en sind sehr thonerdearm; constant scheint der kleine Magnesiagehalt der W. zu sein.

Bei Rosswein in Sachsen bildet Walkerde eine Ablagerung in der nächsten Umgebung des Flasergabbros und Amphibolschiefers und schon Werner wusste, dass sie nur ein Zersetzungsproduct des »Grünsteinschiefers« ist.

IV. fast frisches Ursprungsgestein.
V. und VI. fortschreitende Stadien der Umwandlung.
VII. Walkerde von Rosswein (Sachsse u. Becker, Die landwirthsch. Versuchs-Stationen XL. 1892. 256).

	IV.	V.	VI.	VII.
Kieselsäure . . .	48,22	57,88	55,13	50,62
Thonerde	9,76	12,46	15,42	22,36
Eisenoxyd. . . .	2,95	10,34	8,86	7,64
Eisenoxydul . . .	5,46	—	—	—
Kalk	11,85	1,60	1,70	1,94
Magnesia	17,32	9,99	8,69	5,24
Kali	0,42	2,02	1,34	2,74
Natron	2,56	1,10	3,39	2,36
Wasser	2,15	5,89	4,48	7,22
	100,69	101,28	99,01	100,12

Die Entstehung dieser Walkerde beruht also zur Hauptsache auf einer relativen Anreicherung von Al_2O_3, einer Oxydirung des FeO zu Fe_2O_3, einer Abfuhr von CaO und MgO (geringen Erhöhung des K_2O) und einer Wasseraufnahme. — Auch bei Riegersdorf in Schlesien begleitet W. den Gabbro. Reifenstein bei Cilly in Steiermark, wahrscheinlich hier ebenfalls ein Zersetzungsproduct basischer Gesteine.

In Württemberg tritt W. auf im oberen Keuper unmittelbar unter dem Bonebed bei Balingen, im mittleren braunen Jura bei Aalen und im oberen weissen Jura bei Heidenheim. — Über ostthüringische W. vgl. E. E. Schmid, Z. geol. Ges. XXXIV. 1882. 672. — In dem englischen Lower Oolite lagert zwischen dem Inferior und dem Great Oolite eine Thonbildung, welche untergeordnete Lager von Walkerde enthält, daher die ganze Bildung unter dem Namen Fullers earth begriffen wird; die beste befindet sich zu Nutfield bei Reigate in Surrey, bei Maidstone in Kent, bei Woburn in Bedfordshire. In der Turonbildung erscheint W. bei Moresnet unfern Aachen und in der Umgegend von Verviers in Belgien. Oligocäne W. erwähnt v. Dechen von Dridorf, Breitscheidt, Langenaubach u. a. O. am Westerwald, von Ronigerhof unfern Linz am Rhein (Die nutzbar. Mineralien u. s. w. 1873. 765).

Lehm und Löss.

Der Lehm ist wesentlich als ein Thon zu betrachten, der durch sehr feinen Quarzsand, auch wohl durch kohlensauren Kalk verunreinigt, und durch Eisenoxydhydrat gefärbt ist; Glimmerstäubchen sind ebenfalls nicht selten mit der Thonmasse gemengt. Damit steht im Zusammenhang die gelblichgraue bis ockergelbe oder braune Farbe des Lehms, die geringere Haftbarkeit an der Zunge, die sandige Beschaffenheit seiner Masse, welche sich mager und rauh anfühlt, einen glanzlosen Strich besitzt und sich auch beim Reiben mit dem Fingernagel nicht glättet. Der Lehm nimmt beträchtliche Mengen Wassers in sich auf und hält sie fest; im feuchten Zustand ist er zwar auch knetbar, besitzt aber doch nicht dieselbe Plasticität, wie der Thon. Im Feuer brennt er sich zuerst roth und schmilzt dann mit grösserer oder geringerer Leichtigkeit zu einer bläulichgrauen oder schwarzen Schlacke. Lehmablagerungen bilden sich, wo Verwitterungsproducte thonerde- und eisenoxydreicher Gesteine vom Wasser ausgespült werden, wobei viele nachträgliche Ortsveränderungen vorkommen; sie können auch dadurch hervorgehen, dass aus sandigem Mergel das Kalkcarbonat ausgelaugt wird.

Ehrenberg berichtete (Z. geol. Ges. XI. 1859. 20) von einem auf der Reise nach der libyschen Ammon-Oase gesammelten mürben Lehm, welcher gut abgeschlämmt einen zartsandigen Bodensatz von blassgelblicher Farbe lieferte, der auch in seinen feinsten Körnchen lediglich aus scharf gebildeten Quarzkrystallen (P.∞P) bestand; die grosse Mehrzahl derselben war kaum 0,023 mm gross.

Der **Löss** ist ein eigenthümliches (lehmartiges) Accumulat von lichtgelblichbrauner Farbe, welches jedenfalls der Hauptsache nach aus klastischem Quarz besteht (von eckiger oder nur sehr unvollkommen abgerundeter Form), mit einer gewissen Thonmenge, auch einem Gehalt an kohlensaurem Kalk, der aber doch nicht für denselben als durchaus charakteristisch gelten kann; die Lössmasse

hat eine sehr geringe Consistenz und färbt mehlartig ab; im Wasser zerfällt oder zerweicht sie zu einem Schlamm und zeigt kaum eigentliche Plasticität; Jentzsch erblickt das Wesentliche des Löss in der bestimmten und sehr gleichmässigen Korngrösse (durchschnittlich 0,03 mm) des staubartigen Materials, von dem man kaum ein Körnchen mit dem Finger fühlt; Körner von über 0,5 mm fehlen nach ihm fast ganz und ebenso sind feinere thonähnliche Elemente in dem an Quarzstaub reicheren Löss viel spärlicher vertreten, als in dem gewöhnlichen Lehm. Benecke und Cohen fanden in dem Odenwälder Löss weniger eine so gleichförmige als vielmehr eine zwischen engen Grenzen schwankende Korngrösse; 0,04 mm ist nicht nur die durchschnittliche, sondern auch die häufigste Grösse, Dimensionen über 0,08 mm sind hier sehr selten, die untere Grenze ist weniger scharf, indem eine nicht unbedeutende Körnermenge zwischen 0,004 und 0,01 mm schwankt. In dem Löss des Odenwaldes bildet das Kalkcarbonat fast stets eine sehr zarte krystallinische Hülle um die Quarzkörner und kommt nur sehr spärlich als selbständiges Partikelchen von der gleichen Structur vor. Durch diese gleichmässige Vertheilung der äusserst feinkrystallinischen Carbonate erkläre sich die charakteristische Eigenschaft des Löss, beim Betupfen mit HCl plötzlich ein sehr kräftiges, dann aber schnell wieder aufhörendes Aufschäumen zu zeigen. Auf natürlichem Wege wird der Löss durch kohlensäurehaltiges Gewässer allmählich entkalkt und in eine lehmartige Beschaffenheit übergeführt; Lösslehm ist das so kalkfrei gewordene Product aus normalem kalkhaltigem Löss. — Der Thongehalt ist häufig nicht sonderlich hoch: Wahnschaffe fand im Löss von der Magdeburger Börde blos 7,7 % plastischen Thon.

Hin und wieder enthält der Löss auch Glimmerblättchen, Eisenoxyde, seltene Feldspathpartikelchen. H. Thürach beobachtete in einigen Vorkommnissen mikroskopisch Anatas, Brookit, Zirkon, Rutil, Turmalin, Granat, Staurolith, Apatit, Magnetit. Im Löss und Lösslehm der Gegend von Heidelberg (mit durchschnittlicher Korngrösse meist um 0,07 mm) erhielten Andreae und Osann in den Schlämmrückständen: a) leichter als 2,856: vorwiegend Quarz und Feldspath, etwa im Verhältniss von 4 : 1, der Feldspath vorwaltend ungestreift, doch auch Plagioklas und Mikroklin; ferner etwas Muscovit; b) schwerer als 2,856: Zirkon, sehr häufig; Rutil überall ziemlich häufig in Prismen, Knieen, Herzen und feinen Nädelchen; Staurolith in Fragmenten; Turmalin nirgends selten; Zoisit, Krystalle oder Fragmente; Epidot ebenso, bisweilen reichlich; Granat; Biotit, meist ziemlich selten; Muscovit, viel häufiger als Biotit; Glaukophan überall, aber selten zugegen; opake schwarze Körner, z. Th. Titaneisen, z. Th. Orthit. Während diese Mineralien sich in allen Proben fanden, wurden nur in gewissen Proben ermittelt: grüne Hornblende, Disthen, vereinzelte Körner von Korund, rothbraune Täfelchen von Brookit oder Pseudobrookit (Mitth. grh. Bad. geol. L.-Anst. II. 1893. 737).

Der echte Löss ist mehr oder weniger porös und häufig von kalkigen Wurzelröhrchen durchzogen, wobei die Richtung der gröberen ganz oder nahezu

vertical zu sein pflegt. Charakteristisch ist die meist vollkommene Abwesenheit einer Schichtung, sowie die Neigung, senkrechte Abstürze zu bilden. — Sehr häufig liegen in dem Löss, namentlich in dessen unteren Partieen, länglich' rundlich oder eigenthümlich gestaltete Concretionen von Kalkmergel, die sog. Lösskindchen, Lössmännchen, Mergelkindchen (vgl. I. 506), die oft im Inneren stark zerborsten sind; sie entstehen durch Concentration der im gelösten Zustand nach unten geführten Carbonate. Übrigens gibt es nach Engelhardt und C. A. Jentzsch diesen Concretionen sehr ähnliche Gebilde im Löss, welche veränderte Kalkgeschiebe sind. Landconchylien, Gebeine und Zähne von Säugethieren finden sich in den Lössablagerungen verschiedener Gegenden. Durch Alex. Braun wurde zuerst 1842 auf das fast ausschliessliche Auftreten von Landschneckenschalen in dem eigentlichen Löss des Rheinthals hingewiesen, und in der That sind auch in den übrigen Lössablagerungen Süsswasserconchylien nur sehr selten zu finden.

Bischof und Kjerulf untersuchten den Löss des Rheinthals bei Bonn:

I. L. auf dem Wege von Oberdollendorf nach Heisterbach.
II. L., welcher unter dem vorigen liegt, liess beim Schlämmen einen Rückstand von 32,6% an eisenhaltigen Quarzkörnern.
III. L. auf der Strasse von Bonn nach Ippendorf (Chem. u. phys. Geol. 2. Aufl. I. 504).

	I.	II.	III.
Kieselsäure	58,97	78,61	62,43
Thonerde	9,97	15,26	7,51
Eisenoxyd	4,25		5,14
Kalk	0,02	—	—
Magnesia	0,04	0,91	0,21
Kali	1,11	3,33	1,75
Natron	0,84		
Kohlens. Kalk	20,16	—	17,63
Kohlens. Magnesia	4,21	—	3,02
Glühverlust	1,37	1,89	2,31
	100,94	100,00	100,00

Wie durch den mehr oder weniger vorhandenen Quarz die Kieselsäure, so wechselt auch der Gehalt an Carbonaten bedeutend. Zu beachten ist, dass innerhalb der Lössablagerungen auch vollkommen carbonatfreie Massen vorkommen, wie II erweist. Nach Krocker's 7 Analysen von L. auf dem linken Rheinufer zwischen Mainz und Worms schwankt die Menge von $CaCO_3$ von 12,3 bis 36%, die von $MgCO_3$ von Spuren bis zu 3,2% (Ann. der Chem. u. Pharm. LVII. 373). L. von Pitten in Niederösterreich enthält nach C. v. Hauer 30,68 $CaCO_3$ und 12,33% $MgCO_3$ (Jahrb. geol. R.-Anst. 1852. 118). In einem L. der Gegend von Nidda in Oberhessen fand Hilger in HCl löslich 31,22% (darunter 6,26 CaO, 1,55 MgO, 6,02 CO_2, 0,98 Phosphorsäurehydrat); in HCl unlöslich 68,78% (davon 55,29 SiO_2, 9,16 Al_2O_3, 0,0074 Li_2O); vgl. N. Jahrb. f. Min. 1875. 544.

Der Löss bildet oft mächtige, weit ausgedehnte Ablagerungen von verhältnissmässig sehr junger Entstehung in den Thälern oder an den Gehängen älterer Gebirge, sowie in den Diluvialebenen, wobei er sich bisweilen im umgelagerten Zustand befindet; so erscheint er im Rheinthal und dessen Seitenthälern von Basel bis über Bonn hinaus manchmal in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Fuss auf dem verschiedenartigsten Untergrund und steigt stellenweise bis zur Höhe von 400 Fuss über den Rheinspiegel an, von Hohlwegen mit senkrechten Wänden durchschnitten. Ebenfalls weitverbreitet so im Neckar- und Mainthal, im Donauthal, an den Thalgehängen der Elbe von unterhalb Meissen bis Pirna, an der Mulde, Saale, Unstrut, Werra, sich allen Unebenheiten des Untergrundes anschmiegend und einen höchst fruchtbaren Boden liefernd. Auch im nördl. und südl. Böhmen, im nördl. Frankreich und Belgien, Galizien, Ungarn, Siebenbürgen, Rumänien; in China ungeheure Landstriche bedeckend.

Bezüglich der Bildung der jungquartären Lössablagerungen stehen sich zwei Ansichten gegenüber. Die eine schreibt den Absätzen eine fluviatile, beziehungsweise lacustre Entstehung zu; in früheren Zeiten dachte man hier an den Abfluss von Flusstrübe bei Hochwasser, an eine Berieselung der Thalgehänge seitens der atmosphaerischen Gewässer, auch an aussergewöhnliche Hochfluthen; später führte das häufige Vorkommen von Löss an den Rändern von Glacialgebilden zu der Vermuthung, dass es die glacialen Schmelzwässer gewesen sein sollten, welche sich am Rande des grossen nordeuropäischen Diluvialgletschers aufstauten und die Gletschertrübe in grösseren und kleineren Becken bis zu beträchtlichen Höhen hinauf als Löss ablagerten. Bei allen diesen Bildungsweisen mit Hülfe des Wassers ist der Mangel einer Schichtung im Löss, die fast gänzliche Beschränkung der in ihm enthaltenen Schnecken auf landbewohnende, die erwähnte charakteristische Röhrchenbildung in Verbindung mit noch anderen Erscheinungen, das Vorkommen vieler Lösse auf Höhen, ja auf Wasserscheiden schwer oder kaum erklärlich, ganz abgesehen davon, dass die nachweisbaren Absätze im Wasser schwebenden Gletscherschlammes ein Material liefern, welches mit Löss kaum eine Ähnlichkeit hat.

In den siebenziger Jahren stellte v. Richthofen die Theorie der Lössentstehung auf äolischem oder subaërischem Wege, durch den Transport und Absatz von Staubpartikelchen vermittels der Winde auf. Den Ursprung des kalkreichen Löss, welcher in China tausende von Quadratmeilen Landes in einer mitunter 600 m erreichenden Mächtigkeit bedeckt und bis zu Seehöhen von 2400 m ansteigt, schreibt er z. Th. Staubstürmen zu, welche einen wesentlichen Betrag des Lössmaterials aus dem Westen Asiens herbeigeführt und in China abgesetzt haben; ferneres Material bieten nach ihm hier die sehr feinen mineralischen Producte, welche die Graswurzeln durch Diffusion den unteren Theilen des Bodens entziehen und an die Oberfläche bringen, wo sie dann bei der Verwesung der Pflanzen übrig bleiben. Diese staubartigen Mineralsubstanzen werden durch die Grasdecke, welche die Oberfläche der in Bildung befindlichen Lössablagerung continuirlich überzieht, festgehalten und so baut sich die Masse

stets höher auf. Mit dieser Bildung steht dort das Fehlen einer Schichtung, das ausschliessliche Vorkommen von Landschnecken, deren zerbrechlichste Gehäuse erhalten sind, die allseitige Verbreitung von Resten steppen- oder grasflächenbewohnender Säugethiere, die Gegenwart von senkrechten feinen cylindrischen Hohlräumen, welche die Wurzeln von Steppengräsern beim Absterben hinterlassen, die lockere Consistenz des Löss in einem höchst befriedigenden Einklang. — Ob und in wie weit diese durch v. Richthofen für China entwickelte Theorie von der äolischen Entstehung des Löss auch für europäische Vorkommnisse Geltung hat, ist Gegenstand vielen Streites gewesen. Wenn es anfangs bedenklich schien, einem grossen Theil von Europa während eines Abschnittes der quartären Periode ein die subaërische Bildung auch dieser Lösse voraussetzendes Steppenklima zuzuschreiben, so ist insbesondere durch die Arbeiten von Nehring für die aus dem Löss überlieferte Wirbelthierfauna ein echter Steppencharakter nachgewiesen worden: es finden sich hier in Deutschland Formen, welche heute die Steppen des östlichen Europas, West- und Mittelasiens bewohnen, wie die Steppenantilope (Saiga tatarica), das Wildpferd, der Wildesel (Kulan Centralasiens), namentlich aber eine Fülle von steppenbewohnenden Nagethieren wie das Steppenstachelschwein (Hystrix hirsutirostris), der Pferdespringer (Alactajaga jaculus), der Pfeifhase (Lagomys pusillus), das Steppenmurmelthier (oder Bobac), Feldmäuse, Hamster u. dgl. Ausserdem ist auch das Dasein der charakteristischen Kantengerölle oder Dreikanter (vgl. Bd. I. S. 494) von hoher Bedeutung, insofern es kaum mehr einem Zweifel unterliegt, dass die Gestalten dieser Geschiebe der schleifenden Einwirkung von Flugsand ihre Modellirung verdanken.

Wären aber die Lössabsätze aus Wasser entstanden, dann verlangt wenigstens der Mangel an Schichtung und ihre gleichmässige Beschaffenheit, dass sie local als Absätze aus einem einzigen Becken mit stehendem Gewässer angesehen werden müssen, da fliessendes Gewässer je nach seinem Gefälle und nach seiner mit den Jahreszeiten wechselnden Geschwindigkeit schichten muss und Übergänge zwischen den echten Lössen und gröberen Sedimenten zu fehlen scheinen. — Neuerdings wird vielfach geglaubt, dass das äolische Lössmaterial grossentheils der Grundmoräne entnommen wurde, indem gerade »die nach dem jeweiligen Rückzug der Gletschermassen freiliegenden, von feinem Grundmoränenmaterial bedeckten und anfangs jedenfalls vegetationslosen oder vegetationsarmen Gebiete ja auch die günstigsten Bedingungen für den äolischen Transport boten, der durch längere Zeit hindurch erfolgen konnte, bis die Vegetation das Material fixirte«.

Die verschiedenen über die Lössbildung geltend gemachten Ansichten finden sich zusammengestellt und erörtert in der Abhandlung von Wahnschaffe »Die lössartigen Bildungen am Rande des norddeutschen Flachlandes« in Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 353, wo der Verf. selbst für den glacial-fluviatilen Ursprung eintritt (vgl. auch Jahrb. preuss. geol. L.-Anst. für 1889. 328); für den äolischen Charakter eines Theiles des europäischen Löss haben sich u. a. Tietze, Pumpelly, Neumayr (Erdgeschichte

II. 601), Sauer erklärt. Der Löss des Rheinthals scheint allerdings eher eine glacialfluviatile als eine äolische Bildung zu sein.

Vgl. über den Löss u. a.:

v. Dechen, L. des Rheinthals, Geogn. Führer in das Siebengebirge 1852. 402; Sitzgsber. niederrhein. Ges. zu Bonn 1877. 94.

Alex. Braun, L. des Rheinthals, N. Jahrb. f. Min. 1847. 51.

Benecke und Cohen, Geogn. Beschr. d. Umgeg. von Heidelberg 1881. 548.

Chelius, L. von Heidelberg u. d. Odenwald, Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt (4) 1884. 22.

Wahnschaffe, L. von Magdeburg, Abh. zur geol. Specialkarte von Preussen. VII. 1885. 28.

Gümbel, L. der bayerischen Hochebene, G. Beschr. d. bayer. Alpengeb. u. s. w. 1861. 797.

Max Bömer, Mittheil. aus d. pharm. Instit. u. Laborat. f. angew. Chemie zu Erlangen, I. Heft. 1889. 67.

Falloux, über d. L., besonders Sachsens, N. Jahrb. f. Min. 1867. 143.

Sachsse u. Becker, einige Lösse des Kgr. Sachsen; Die landwirthschaftl. Versuchs-Stationen, Bd. 38. 1891. 411.

C. M. Paul, L. in der Bukowina, Verh. geol. R.-Anst. 1873. 238.

O. v. Petrino, L. in der Bukowina, ebendas. 1870. 79.

H. Wolf, L. Ungarns, Jahrb. geol. R.-Anst. XVII. 517.

de Lapparent, L. des pariser Beckens, Bull. soc. géol. (3) XIII. 1885. 456.

Jenny, L. und ähnliche Bildungen in der Schweiz, Mittheil. d. naturf. Ges. in Bern 1889. 115.

Baltzer, L. von Bern, Z. geol. Ges. XXXVIII. 1886. 709.

Kingsmill, L. im n. China u. ö. Asien, Quart. journ. geol. soc. XXVII. 1871. 376.

v. Richthofen, Löss in China, Verh. geol. R.-Anst. 1872. 153; 1878. 289; Zeitschr. geol. Ges. XXV. 1873. 762. Ferner China etc. I. Band. Cap. 2. Berlin 1877.

Jentzsch, Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. XL. 1872; Verh. geol. R.-Anst. 1877. 251. — Jahrb. preuss. geol. L.-Anstalt für 1884. 522.

Tietze, Verh. geol. R.-Anst. 1877. 265. — Jahrb. geol. R.-Anst. 1882. 127.

Hilber, Jahrb. geol. R.-Anst. 1882. 318.

R. Pumpelly, Americ. journ. of sc. XVII. 1879. 133.

Suess, Über den Löss, Wien 1866.

O. Lang, Z. geol. Ges. XXXIII. 1881. 270.

Sauer, Zur Lössfrage, N. Jahrb. f. Min. 1890. II. 92. — Die äolische Entstehung des Löss am Rande d. nordd. Tiefebene, Z. f. Naturwiss. LXII. 1889. 1.

Leppla, Zur Lössfrage, N. Jahrb. f. Min. 1890. II. 190.

Anhangsweise mag hier an den Lehm diejenige schmutzig rothe Masse angereiht werden, welche man in aussereuropäischen Ländern als Laterit (von later der Ziegelstein) bezeichnet hat; das unter diesem Sammelnamen Zusammengefasste scheint allerdings verschiedene Beschaffenheit und auch abweichenden Ursprung zu besitzen, aber doch der Hauptsache nach oder in den meisten Fällen ein stark eisenschüssiger Lehm zu sein, worin noch Reste der zersetzten Gesteine stecken. Derselbe enthält manchmal schlackenähnliche Klumpen lose zusammengebackenen eisenschüssigen Sandes, solche von Brauneisenstein und Rotheisenstein. Wenn durch das Austrocknen der thonigen Masse Risse entstehen und in diesen sich der Eisengehalt concentrirt, so werden festere Rippen gebildet, welche dann beim Auswaschen der weicheren thonigen Masse ein hervorstehendes

Netzsystem darstellen. Nach v. Hochstetter gibt es zweierlei Laterite, solche, welche durch blosse Zersetzung in loco, namentlich von Gneissmassen gebildet werden, wie er dies in Brasilien in der Umgegend von Rio de Janeiro, auf Ceylon und in der Umgegend von Madras beobachtete, wo der L. ein rother sandiger Lehm ist, der mitunter noch die ursprüngliche Schichtung und die Granaten des Gneisses erkennen lässt; sodann solche L.e, welche sich auf secundärer Lagerstätte befinden, gebildet aus dem abgeschwemmten und an anderen Orten wieder abgesetzten Zersetzungsschutt gneissischer, granitischer und syenitischer Gebirgsarten (Geol. d. Novara-Exped. II. 1866. 16).

Die Gebr. Schlagintweit hielten im Dekhan und Konkan den Laterit für einen ganz zersetzten mandelsteinartigen Trapp, in welchen er Übergänge bildet, wogegen er in Mysore durch Umwandlung krystallinischer Schiefer gebildet sein soll, deren Bestandtheile darin noch wahrgenommen werden können; bei Nagagiri, Arcot und Madras sei er gar nur ein Conglomerat von Sandsteingeröllen, die durch ein rothes zelliges Cäment von Eisenoxydhydrat verkittet sind (Zeitschr. f. allgem. Erdkunde 1855. V. 160).

Nur nebenbei sei hier bemerkt, dass man dem immerhin auffallenden L. auch wohl nicht diese gewöhnliche, sondern eine Bildungsweise eigenthümlicher Natur zuschreiben zu müssen geglaubt hat. Nach Greenough sei der in Indien verbreitete rothe, oft ziegelrothe L. dem rheinischen Trass oder dem italiänischen Peperin oder Puzzolan ähnlich; er findet sich in Maláka, Siam, Sumatra, Singapore, und bildet die höchsten ö. und w. Gipfel der Ghauts in einer mittleren Mächtigkeit von 100 engl. Fuss. In Travancore umschliesst er 50—60 Fuss mächtige Braunkohlenflötze (Comptes rendus XL. 1855. 348). Vgl. über dieses Gebilde auch Hislop und Hunter im Quart. journ. geol. soc. XI. 1855. 353. Den L. von Ceylon (dort Cabook genannt) hält H. F. Alexander nicht für einen zu Lehm zersetzten Gneiss, wie dies von Tennent u. A. geschehen, sondern gar für ein directes Erzeugniss von Schlammvulkanen (Transact. of Edinburgh geol. soc. II. part. 1. 1872. 113).

Lenz weist darauf hin, wie das beschränkte Gebundensein des Laterits an die Tropenländer andeute, dass bei der Bildung desselben Verhältnisse eine Rolle spielten, wie sie in den aussertropischen Gegenden nicht zu finden sind, und bringt die Entstehung dieses Zersetzungsproductes mit den häufigeren und intensiveren atmosphaerischen Niederschlägen, der rascheren und energischeren Verwesung einer reicheren Flora in ursächliche Verbindung (Verh. geol. R.-Anst. 1878. 80). Über westafrikanische und südafrikanische L.e vgl. Pechuel-Loesche in Zeitschrift Ausland 1884 Nr. 21, 22 und 1885 Nr. 26. Bei der Kapstadt ist das gleichzeitige Hervorgehen von L. aus Granit, Sandstein, Thonschiefer, ja contactmetamorphischem Knotenschiefer unzweifelhaft zu gewahren. Da die L.e bis zur Südspitze Afrikas auftreten, so sind sie allerdings nicht den Gebieten innerhalb der Wendekreise eigenthümlich, aber immerhin erscheinen sie doch auch hier in einem Gebiet, in welchem eine mehr oder minder strenge Scheidung von Regenzeit und Trockenzeit die Regel ist, und wo die grösste Wärme zugleich mit den stärksten Niederschlägen, namentlich rasch sich bildenden Gewittern eintritt. Analysen eines rothen und braunen conglomeratähnlichen L. vom Congo, nach Chavanne Detritus von krystallinischen Schiefern, gab Klement in Min. u. petr. Mitth. VIII. 1887. 24. Über den L. von Bangka vgl. Posewitz in Petermann's Mittheilungen. XXXIII. 1887. 20; über den Granitlaterit und Schieferlaterit von West-Borneo denselben in Natuurk. tijdschrift voor Nederlandsch Indië IX. 1889. 16; über den von Ostindien Johannes Walther in Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1889, No. 7.

A. Schenck, welcher die Entstehung der Laterite auf die schnellere Oxydirung des Eisens unter tropischem Klima schieben möchte (wobei vielleicht der hohe Gehalt der Luft an Salpetersäure in Folge der vielen und heftigen Gewitter eine Rolle spiele), unterscheidet nach dem Vorgang von v. Hochstetter:

1) Primäre oder Eluvial-Laterite und zwar
   a) Tiefenlaterite (laterisirte Gesteinsmassen, bei denen die ursprüngliche Structur noch erhalten ist und die man als Granitl., Gneissl., Diabasl., Glimmerschieferl., Sandsteinl. u. s. w. bezeichnen kann.
   b) Oberflächenlaterite, entstanden aus a) durch eine Art von Aufbereitung, indem Regenwasser und Winde die leichteren und feineren Theile hinwegführen, während Quarz und Eisenoxyd angereichert zurückbleiben, und unter Verlust der ursprünglichen Structur sich eisenreiche, zellige, nicht selten schlackenähnlich aussehende Massen bilden.
2) Secundäre oder Detritus-Laterite, durch Transportation und Umlagerung aus 1) hervorgegangen, alluviale, äolische oder marine Laterite (Z. geol. Ges. XLII. 1890. 610).

Tschernosem (Tschernosjom, Schwarzerde).

Eine schwarze, feine Erde mit 6—10 % organischer Substanz (nach Ehrenberg auch viele sog. Phytolitharien und einige Diatomeen enthaltend), welche in ungeheurer Verbreitung im centralen und südlichen Russland abgelagert ist, und sich bis über den Ural in das s. Sibirien hineinzieht, stellenweise 20 Fuss Mächtigkeit erreichend, und bisweilen Höhen von 400 Fuss über den Thalsohlen bedeckend. Nach Ruprecht ist diese Bildung nicht, wie man gemeint hat, ein alter Seeschlamm, denn es fehlen alle Spuren von Meeresconchylien, mikroskopischen Polythalamien und Polycistinen, ebenso die marinen Bacillarien, ist auch nicht durch Austrocknung und Verwesung von Torfmooren entstanden, sondern eine Art Rasenerde. Auch Dokutschajew und Kostytschew lassen den Tschernosem durch allmähliches Humificiren des Untergrundes an Ort und Stelle selbst hervorgegangen sein. J. T. Weisse stellte durch vergleichende Untersuchung von mehr denn 30 verschiedenen Proben des Tschernosems fest, dass derselbe aus grösseren und kleineren Krümchen besteht, welche im Wasser auseinanderfallen, mit HCl nicht brausen und feine Quarzkörnchen eingemengt enthalten. Alle Proben beherbergen in der That die von Ehrenberg darin entdeckten sog. Phytolitharien und Polygastern (jedoch weder Polythalamien noch Polycystinen). Orth bezeichnet die Schwarzerde als einen humosen Lehm- bis Thonboden, welcher meist unter 10 % organische Beimengungen (Humus) enthält, und hebt hervor, dass diese fruchtbare Ablagerung sich auch local in verschiedenen Gegenden Deutschlands, wie im Magdeburgischen, in der Provinz Sachsen, in Schlesien u. s. w. findet. Auch Wahnschaffe wies das Vorkommen von Tschernosem in der Magdeburger Börde nach.

Zusammensetzung des Tschernosems: I. unmittelbar unter dem Rasen; II. vier Werschok tiefer; III. unmittelbar über dem Untergrund; sie bestehen u. d. M. grösstentheils aus unregelmässigen unkrystallinischen Theilchen farbloser Mineralsubstanz von höchstens 0,04 Linie Durchmesser, aus braunen Humusflocken und aus Stäbchen, wie es scheint, zu Ehrenberg's Phytolitharien gehörend (E. Schmid, Bull. de St. Pétersbourg 1849. VIII. 164; N. Jahrb. f. Min. 1850. 350).

	I.	II.	III.
Hygroskopisches Wasser, bei 115° C. verflüchtigt	3,81	3,32	3,26
(Harzgehalt	0,018	0,032	0,020)
Humose Bestandtheile, den letzteren einbegriffen	12,16	8,29	5,73
Mineralbestandtheile	84,03	88,38	91,01
	100,00	99,99	100,00

Die Mineralbestandtheile sind:

	I.	II.	III.
Kieselsäure und Silicat	93,77	94,06	94,85
Thonerde	1,29	2,39	1,80
Eisenoxyd	2,70	2,33	2,95
Manganoxyd	0,16	0,04	0,01
Kohlensaurer Kalk . .	1,40	0,88	0,43
Kohlensaure Magnesia.	1,09	0,48	0,38
Phosphorsäure	0,07	—	—
Kali	0,21	0,27	0,31
Natron	0,08	0,11	0,12
	100,77	100,56	100,85

Hermann, Journ. f. pr. Chem. XII. 1837. 277.
Ehrenberg, Über die mikroskopischen Bestandtheile des Tschernosem, Monatsber. Berliner Akad. d. W. 1850. 268. 364. Vgl. N. Jahrb. f. Min. 1852. 344.
Weisse, Bull. des natur. d. Moscou XXVII. 1855. 452.
Murchison, Philosoph. Magaz. Januar 1843.
Wangenheim von Qualen, Bull. de Mosc. (2) XVII. 1854. 446; daraus im N. Jahrb. f. Min. 1856. 74.
Petzholdt, Bull. de l'Acad. de St. Pétersbourg 1850. IX. Nr. 5 und Journ. f. pract. Chem. LI. 1.
Ruprecht, Journ. f. pract. Chem. XLIII. 1864. 385.
Orth, Geogn. Durchforschung d. schles. Schwemmlandes 1872. Vorber. XII. Die Natur 1877. Nr. 3.
B. Dokutschajew, Die russische Schwarzerde (Tschernosem), St. Petersburg 1883.
P. Kostytschew, Die Bodenarten der Schwarzerde-Region in Russland u. s. w., St. Petersburg 1886.
Lewakowsky, Schriften der naturforsch. Ges. in Charkow. (Russisch.) XXII. 1.

Schliesslich muss bei den Thonen und Lehmen noch des eigenthümlichen Gesteins gedacht werden, welches sich als Product der Einwirkung von Kohlenbränden, als verbrannter, gefritteter und verschlackter Thon und Schieferthon darstellt:

Porzellanit, Porzellanjaspis.

Eine lavendelblaue, perlgraue, aschgraue, gelbliche bis bräunliche, röthlichgraue bis ziegelrothe, oft mit gefleckter, geflammter, gewolkter, gestreifter

Farbenzeichnung versehene, bald dickschieferige bald massige, zerborstene und zerrissene Steinmasse von bisweilen an Steingut erinnernder, schlackenähnlicher Beschaffenheit; matt oder nur schwach fettglänzend, undurchsichtig oder schwach an den Kanten durchscheinend, mit meist muscheligem Bruch. V. d. L. bedeckt sich der Porzellanit mit einem etwas lichteren Schmelz und fliesst mit Natron zu Glas. Die schieferigen Varietäten enthalten mitunter sehr schöne und deutliche Pflanzenabdrücke. Meist bestehen die Ablagerungen der P.e aus regellos übereinander geschütteten oder etwas zusammengeschweissten Stücken.

Die P.e sind wie bereits bemerkt, Thone, Letten und Schieferthone, welche durch den Contact mit brennenden Kohlenflötzen metamorphosirt wurden. Producte von brennenden Steinkohlenflötzen sind die P.e von Dudweiler bei Saarbrücken, von Planitz und Zwickau in Sachsen; Braunkohlenbrände haben die P.e von Apterode in Hessen, von Lessau unweit Karlsbad, sowie die der Umgegend von Bilin, Teplitz und Komotau in Böhmen erzeugt.

Schmidt, Dudweiler, in Nöggerath, D. Gebirge in Rheinland-Westphalen I. 1826. 116; vgl. auch v. Dechen, Geol. u. pal. Übersicht d. Rheinprov. u. Westph. 1884. 266.

Dalmer, Sect. Planitz-Ebersbrunn 1885. 43; v. Gutbier, Geogn. Beschreib. d. Zwickauer Kohlengebirges 1835. 81.

F. Roemer (Carolinengrube, Fannygrube), Geologie von Oberschlesien 1870. 68.

Delesse, Ann. des mines (5) XII. 1857. 476.

Cotta (Zittau), Erläuter. z. geognost. Charte v. Sachsen IV. 1840. 32.

Moesta (Apterode, Epterode), Geolog. Bildung d. Gegend zwischen Meissner und Hirschberg, 1867. 38.

A. E. Reuss, Umgebungen von Teplitz und Bilin, 1840. 113.

v. Hochstetter (Karlsbad), Jahrb. geol. R.-Anst. VII. 1856. 186.

J. A. Allen (Montana u. Dakota), Amer. journ. of sc. (3) VIII. 1874. 141.

C. F. Zincken erwähnt aus den Braunkohlengruben von Häring in Tirol, Trifail und Frohnsdorf in Steiermark Porzellanjaspis durch Grubenbrand entstanden; Physiographie d. Braunkohle I. 1867. 256.

Mergel (Marl, marne).

Die Mergelgesteine sind ein inniges Gemenge von Kalk oder Dolomit mit Thon (welcher ungefähr 20—60 % der ganzen Masse beträgt), wozu ausserdem noch in vielen Fällen eine Beimengung von feinen Quarzkörnern, von Glimmerblättchen, von Oxyden des Eisens und Mangans kommt. Diese Gesteine sind bald dicht, bald schieferig, bald erdig, überhaupt von sehr wechselnder Beschaffenheit und meist von unkrystallinischem Aussehen. Unreine graue Farben herrschen, aber auch gelblich, bräunlich, röthlich, bläulich und grünlich gefärbte M. kommen vor; durch starken Bitumengehalt erscheinen die M. selbst schwarz gefärbt. Die

Härte beträgt kaum 3 und ist in der Regel geringer, als die des gewöhnlichen Kalksteins oder Dolomits. Beim Anhauchen entwickeln sie einen mehr oder weniger starken Thongeruch. Die M. haben die Eigenschaft, an der Luft sich allmählich aufzublättern und alsdann in kleine würfelähnliche Bröckchen zu zerfallen, welche zuletzt zu Erdkrume werden. Je geringer der Thongehalt ist, desto weniger tritt dieses Zerfallen an der Luft hervor. Im Bruch sind die Mergelgesteine erdig bis dicht und zeigen nur matten oder schimmernden Glanz. Behandelt man dieselben mit HCl, so lösen sich die thonarmen und kalkreichen ziemlich leicht mit Zurücklassung der unlöslichen Beimengungen, des Thones, des Quarzsandes, der etwa vorhandenen Glimmerschüppchen. Die thonreichen und dolomitischen Mergel lösen sich aber erst, wenn sie gepulvert sind und zeigen im derben Zustand auch meist keine Spuren eines Aufbrausens. — Aus der Zusammensetzung der Mergel folgt, dass sie durch das Überhandnehmen der einen oder anderen Beimengung in Kalksteine, in Dolomite, in Thone, in kalkige und mergelige Sandsteine übergehen können.

U. d. M. treten innerhalb der Thonmasse die farblosen oder schwach gelblich gefärbten Carbonate in der Regel recht deutlich hervor und zwar scheinen dieselben um so ausgeprägter rhomboëdrisch gestaltet zu sein, je mehr des Thons vorhanden ist, während sie in thonärmeren M.n meist nur unregelmässig eckige krystallinische Körnchen bilden; vgl. auch v. Fischer-Benzon, Mikrosk. Unters. über d. Structur d. Halysites-Arten u. einig. silur. Gest. d. russ. Ostseeprov. Kiel 1869. 24, sowie N. Jahrb. f. Min. 1869. 853; Anger, Min. Mitth. 1875. 161.

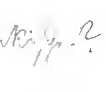
Von eingewachsenen grösseren Mineralien sind zu erwähnen: Krystalle von Kalkspath und Dolomitspath meist in Drusen und Nestern; Bergkrystalle, einzeln und zu Drusen zusammengruppirt; Gypsspath, darunter die bekannten fusslangen Krystalle vom Montmartre bei Paris; Glimmerschuppen, stellenweise nicht selten; Cölestin in Nieren, ebenfalls am Montmartre, in Krystallen, Krystallgruppen, und strahlig-kugeligen Concretionen nach Bauermann und Foster im Tertiärmergel von Mokattam in Egypten; Strontianit in bis 2 Fuss mächtigen strahligen und faserigen Trümern in den Thonmergeln der senonen Kreide bei Hamm in Westphalen; Krystalle von Schwefel sowie Concretionen und Lagen von erdigem Schwefel, begleitet von Cölestin und Calcit im miocänen M. von Kokoschütz in Oberschlesien (Weiss, Z. geol. Ges. XXXV. 1883. 211); Eisenkieskrystalle (bei Misdroy auf der Insel Wollin enthält ein bläulichgrauer, sehr thoniger M. bis centnerschwere Knollen und Platten von Eisenkies; Z. geol. Ges. XII. 1860. 557); Pechkohle in schmalen Adern. Die Mergelschiefer beherbergen Erze verschiedener Art. — H. Thürach gibt in vielen Mergeln einen Gehalt an mikroskopischem Zirkon, Rutil, Turmalin, Granat, Magnetit, Staurolith, Anatas, Brookit an; Anger beobachtete mikroskopischen Eisenglanz.

Nach Gümbel sind die als Coccolithen bekannten mikroskopischen Gebilde (vgl. S. 474), wie sie in der weissen Schreibkreide und dem recenten Tiefseeschlamm vorkommen, in Mergeln (und Kalken) sehr verschiedener Formationen ebenfalls vorhanden, bald ganz wohl erhalten, bald aber bereits vielfach corrodirt, an den

Rändern oft wie angefressen oder gekörnelt, in der Mitte theilweise zerstört, und zuweilen nur als Ringtheile erhalten. So finden sie sich in den Mergeln verschiedener Tertiärstufen, der Kreide, den lockeren marinen M.n der Juraformationen, sogar noch hinab bis in gewisse M. des Bergkalks und des Silurs. Nach ihm führt ein Kubikmeter des grünlichgrauen Eocänmergels, welcher die Eisenoolithflötze des Kressenbergs in Bayern begleitet, 800 Billionen solcher Coccolithen (N. Jahrb. f. Min. 1870. 763 und 1873. 303). — Mikroskopische Foraminiferen sind in manchen M.n bisweilen in colossaler Menge nachgewiesen worden; z. B. in den weissen Pliocänmergeln Calabriens und Siciliens, welche zum grossen Theil aus Orbulinen und Globigerinen bestehen. Mitteltertiärer M. der Antilleninsel Barbados enthält ausser einigen Foraminiferen, Diatomeen und Spongiennadeln zahlreiche Skelette von Radiolarien (Polycistinen). Radiolarien finden sich auch im M. von Zante und Aegina in Griechenland.

Rücksichtlich der Mengung pflegt man zu unterscheiden:

Kalkmergel, ein M. mit vorwaltendem Kalkgehalt, bis zu 75 % $CaCO_3$ und höchstens 25 % Thon enthaltend; mit dichtem, erdigem, sehr häufig schieferigem Gefüge (alsdann gewöhnlich einfach Mergelschiefer genannt). Die Farbe ist vorwiegend schmutziggelb oder lichtgrau; meistens deutlich geschichtet, oft in dünnen Platten. Der bekannte lithographische Stein von Solenhofen in der schwäbischen Juraformation ist solcher dünnschichtiger Kalkmergel. Der Kalkmergel (Plänerkalk) aus dem Ohmgebirge enthält nach J. G. Bornemann: $CaCO_3$ 74,07; $MgCO_3$ 0,25; Thon 21,57; Fe_2O_3 1,45; Al_2O_3 0,82; K_2O 0,12; H_2O 1,56.



Dolomitmergel, mit vorwiegendem Dolomitgehalt, dem Kalkmergel im Äusseren sehr ähnlich, meistens etwas härter und schwerer, als dieser. Zu ihm gehören z. B. M. aus dem Silur der russischen Ostseeprovinzen, sodann die mächtigen bunten M., welche in der Keuperformation vielverbreitet sind. In dem grünlichgrauen dünnschieferigen Dolomitm. von Tübingen (Keuperm.) fand Ch. G. Gmelin: $CaCO_3$ 14,56; $MgCO_3$ 19,10; Fe_2O_3 3,40; Al_2O_3 3,92; Thon 59,12. Spec. Gew. 2,684.

Thonmergel ist ein M. mit vorwaltendem, bis zu 80 % steigendem Thongehalt und zurücktretendem kalkigem und dolomitischem Antheil. Die Thonm. saugen begierig Wasser ein; beim Behandeln mit Säuren bleibt ein beträchtlicher Rückstand. Ein gelber Thonm. der Keuperformation aus dem Rottelser Graben in Württemberg enthält nach Gräger: $CaCO_3$ 12,63; $MgCO_3$ 9,76; FeO 2,01; Thon 73,41; Al_2O_3 0,74; Mn_2O_3 0,44; H_2O 1,39 (100,38).

Sandmergel ist ein mit vielen Quarzkörnchen gemengter M.

Glimmermergel mit vielen hinzugemengten Glimmerblättchen, z. B. ausgezeichnet im Bassin der Loire (craie micacée Dujardin). — Schlier ist ein in Oberösterreich heimischer Name für glimmerig-sandige M. des Miocäns.

Bituminöser Mergelschiefer (bituminous marl-slate; schiste cuivreux et marneux, schiste marno-bituminifère) ist ein durch beigemengtes Bitumen dunkelgrau, schwärzlichbraun, selbst schwarz gefärbter M., welcher deutliche, geradlaufende oder wellenförmige Schieferung besitzt. Er ist meist fest, im Bruch matt bis schimmernd; der mansfeldsche bituminöse M.schiefer enthält ca. 30—40

SiO_2, 17—30 $CaCO_3$, 7—18 $MgCO_3$, 8—20 Bitumen, 2—7 % Cu. Durch die Verwitterung oder beim Glühen wird er bleich und riecht stark nach Bitumen. Der bituminöse M.schiefer von Klein-Nenndorf unfern Löwenberg in Schlesien enthält nach Gaffron: $CaCO_3$ 41,17; $MgCO_3$ 1,97; kieselsaure Thonerde 21,55; kieselsauren Kalk 10,45; kieselsaures Eisenoxydul 6,35; flüchtige Substanzen 18,51. Nicht selten führen die bituminösen M.schiefer Erze eingesprengt, namentlich sind die zur thüringischen Zechsteinbildung gehörenden mit Kupfererzen ausgestattet, daher sie auch Kupferschiefer genannt werden; in ihnen kommen ab und zu mit blossem Auge sichtbar vor: Kupferglanz, Kupferkies, Buntkupfererz, Eisenkies und die Zersetzungsproducte Malachit und Kupferlasur; als seltener eingesprengte Erze werden erwähnt: Kupferindig, gediegen Kupfer, Rothkupfererz, Kupferschwärze, Fahlerz, gediegen Silber, Bleiglanz, Zinkblende, Molybdänglanz, Speiskobalt, Kupfernickel, gediegen Wismuth, Kobaltblüthe, Nickelblüthe. Auch einen Vanadingehalt hat Kersten in dem Kupferschiefer nachgewiesen (Karsten's u. v. Dechen's Archiv XVI. 1842. 370), welcher wahrscheinlich als Volborthit darin vorhanden ist. Das Bitumen, welches in feinster Vertheilung das ganze Gestein imprägnirt, hat sich stellenweise zu kleinen Erdpechkörnchen concentrirt; Pechkohle bildet bisweilen kleine Lagen und Trümer. Die stark bitumenhaltigen Kupferschiefer zeichnen sich durch sehr dunkle sammetschwarze Farbe und durch flachmuscheligen Bruch aus. Die Erze sind gewöhnlich in kaum sichtbarer Feinheit, mitunter als Körner eingesprengt, manchmal bilden sie Anflüge auf den Schichtungsklüften oder kleine Platten. Kleine glänzende Glimmerschüppchen sind nicht selten, kleine mürbe Kalkspathkörner, welche hier und da (z. B. zwischen Gross-Camsdorf und Gosswitz) auftreten, erscheinen als weisse Flecken. Charakteristisch für den thüringischen Kupferschiefer ist der Gehalt an fossilen Fischresten, welche in grosser Menge der Schichtung parallel, meist auf dem Rücken liegend, darin vorkommen (namentlich Palaeoniscus Freieslebeni, Platysomus gibbosus, Pygopterus Humboldti), häufig mit Kupfererzen durchzogen oder überkrustet, häufig auch in eine schwarze, glänzende, kohlige Substanz umgewandelt. Ferner finden sich im Kupferschiefer nicht selten Zweigenden, Früchte und Blätter von Ullmannia, sowie Fucoidenreste. Im Mansfeldschen umgibt das Kupferschieferflötz »völlig wie ein Kleid, durch Lagerungsstörungen in manchfachen Faltenwurf gebracht«, das Rothliegende, und so dünn diese schwarze Hülle von höchstens zwei Fuss Mächtigkeit auch ist, so liegt sie ihm doch überall an. Nur die untere, ca. 1 dm mächtige Lage des Kupferschieferflötzes ist im Wesentlichen zur Darstellung von Kupfer und Silber schmelzwürdig: ca. 36 Centner des Schiefers liefern 1 Centner metallischen Kupfers und 250 g Silber. Kupferschiefer der Dyas kommt noch an anderen Orten vor, z. B. bei Ilmenau, Saalfeld, Camsdorf, doch fehlt ihm hier der auf die Mansfelder Mulde beschränkte Silbergehalt. In der Liasformation treten auch ausgezeichnete bituminöse Mergelschiefer (Ölschiefer) auf. — Bituminöse Mergel bilden gleichfalls Glieder der Braunkohlenformation von Häring in Tirol, der tertiären Süsswasserbildungen von Öningen in Baden und von Aix in der Provence.

Vgl. über den Kupferschiefer:
Freiesleben, Geognost. Arbeiten III. 51. 301; Geognost. Beitr. z. Kenntn. d. Kupfersch.-Gebirges, Freiberg 1807—15.
Plümicke in Karsten's u. v. Dechen's Archiv XVIII. 138.
Schrader, Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-Wesen d. preuss. Staates XVII. 1869. 251.
Leuschner, ebendas. XVII. 1869.
Erdmenger, ebendas. XIX. 1871.
Babanek, mikrosk. Untersuchung, Oesterreich. Zeitschr. f. d. Berg- u. Hüttenwesen 1884. XXXII. Nr. 6.

Oolithische Mergel, in welchen dichte, oder concentrisch-schalige Kalksteinkügelchen durch ein rein thoniges oder mergeliges, häufig durch Eisenoxydhydrat gefärbtes Bindemittel verkittet sind; es sind dieselben Gesteine, deren früher (S. 471) als Rogensteine bei den Kalken gedacht wurde.

Glaukonitmergel sind ähnliche Gebilde, in denen ein Bindemittel von Kalkmergel mehr oder weniger zahlreiche Glaukonitkörnchen verkittet. Vielfach scheinen es auch hier Foraminiferen zu sein, mit welchen der Absatz des Glaukonits in Verbindung steht (vgl. S. 728). Die Zusammensetzung der reinen Glaukonitkörnchen in dem nummulitenführenden eocänen Glaukonitm. vom Kressenberg in Bayern ist nach Haushofer: 49,5 SiO_2, 22,2 Fe_2O_3, 6,8 FeO, 3,2 Al_2O_3, 8,0 K_2O, 9,5 H_2O (Journ. f. prakt. Chemie XCVII. 353).

Gypsmergel heisst der Mergelschiefer, welcher vielfach mit Adern und Trümern von Fasergyps durchzogen ist.

Die Mergel — theils marine Ablagerungen, theils Absätze aus Süsswasser — lagern fast ausschliesslich in den sandigen und kalkigen Bildungen der verschiedenen Formationen; obschon im Ganzen betrachtet die mergeligen Gesteine in den jüngeren Formationen an Häufigkeit zunehmen, so kennt man sie doch schon in den ältesten derselben; so erscheinen M.schiefer in Verbindung mit den silurischen Kalken der Umgebung von Christiania, mit den devonischen Kalken der Eifel auf der linken, und von Refrath und Bensberg auf der rechten Rheinseite, und jenen gleichalterigen, weitverbreiteten Gesteinen im westl. Russland. Thonreiche M.schiefer fehlen auch nicht zwischen den Schieferthonen der Steinkohlenformation. In der Zechsteinbildung Thüringens treten die schon erwähnten bituminösen M.schiefer auf, lagernd auf den grauen, manchmal mergeligen Sandsteinen und feinkörnigen Conglomeraten des sog. Grauliegenden, überlagert von dem meist dunkelfarbigen, glimmerhaltigen M.schiefer des »Dachflötzes«, über welchen sich der Zechstein, ein zäher und fester, grauer, thoniger Kalkstein ausbreitet. Die oberste Abtheilung der Buntsandsteinformation ist vielorts zum grossen Theil aus bunten, rothen und graugrünen thonigen M.n zusammengesetzt, in Verbindung mit Thonen und Schieferletten. Im Muschelkalk kommen ebenfalls viele, mehr oder minder mächtige Mergelablagerungen vor, unter denen auch dunkle bituminöse M. nicht fehlen. Bezeichnend für die Keuperformation ist der grosse Reichthum an bunten M.n; Lagen von meist blaurothen, auch grünen, gelben, braunen, grauen, bläulichen Farben, wechseln mit einander ab, oder eine und dieselbe Schicht ist abwechselnd verschiedenartig gefärbt. In der Liasformation, zumal in ihrer oberen Etage sind Kalkm. und bituminöse M.schiefer in Verbindung mit Schieferthonen häufig; letztere sind reich an organischen Überresten und Eisenkiesen. Weniger verbreitet, aber dennoch hier

und da ziemlich mächtige Lager bildend sind die Mergelgesteine in dem braunen Jura. Im Gebiet des weissen Jura finden sich dagegen in vielen Gegenden wieder zahlreiche Mergelablagerungen, namentlich in den untersten und obersten Etagen. Vorwiegend aus kalkigen M.n besteht der Purbeckkalk, die untere Abtheilung der englischen Wealdenformation, welche auch in Deutschland viele M. führt. Die Kreidegruppe ist ebenfalls mergelreich, namentlich der Gault und die Turonbildung oder der Pläner. Ausserordentlich entwickelt sind die mergeligen Gesteine in der Tertiärformation.

Aus der Reihe der Sedimentärformationen seien diejenigen Mergelablagerungen erwähnt, denen man wegen ihrer festen geologischen Stellung einen besonderen, auf äussere Kennzeichen, Localitäten oder Petrefactengehalt gegründeten Namen gegeben hat:

Bituminöser Mergelschiefer oder Kupferschiefer in der Zechsteinbildung.

Wellenmergel, dünnschichtige M. des Muschelkalks (namentlich des unteren) mit stark undulirter Schichtung.

Bunte Keupermergel, namentlich zur mittleren Etage des Keupers gehörig, doch auch noch in der oberen.

Partnachmergelschiefer oder Bactryllienschiefer (mit Bactryllium Schmidii Heer), zu der oberen alpinen Trias gehörend, zunächst über dem Muschelkalk folgend, vertreten in den nördlichen tiroler und bayerischen Alpen.

Blättermergel, zum mittleren Lias δ, z. B. in Deutsch-Lothringen.

Numismalismergel (Quenstedt), Kalkmergel aus dem Lias γ (mittleren Lias) in Schwaben mit Terebratula numismalis Lam.

Posidonomyenschiefer, dunkle, kalk- und bitumenreiche Mergelschiefer des Lias ε (oberen) in Schwaben mit vielen Posidonomyen.

Jurensismergel, lichte Kalkmergel, den Lias ζ (obersten Lias) bildend mit Ammonites Jurensis Ziet.

Fleckenmergel oder Algäuschichten (Gümbel), dünnschichtige dunkle Mergelschiefer, mit Zeichnungen, die von Fucoiden herrühren, zum oberen Lias der nördlichen Alpen gehörend.

Pugnaceenmergel (Fromherz) dem mittleren und

Pholadomyenmergel, dem oberen braunen Jura des Breisgaus angehörend.

Villarsmergel, das unterste Glied der Neocombildung im schweizer und französischen Juragebirge.

Gargasmergel, dem unteren Gault angehörend, in Hannover, Braunschweig und dem Dépt. Vaucluse.

Seewenmergel, zum Turon der Alpen.

Flammenmergel, ein dem oberen Gault angehörendes Glied der Kreideformation des n.w. Deutschlands, Thonmergel, welche wellenförmig mit schwärzlichen Streifen von Hornstein durchzogen sind.

Plänermergel in der oberen Kreideformation (Cenoman, Turon, Senon) Westphalens, Sachsens und Böhmens.

Kreidemergel in der Kreideformation, der Turon- und Senonbildung, namentlich der letzteren angehörend (chalkmarl der Engländer).

Emscher Mergel, zum unteren Senon Westphalens.

Mucronatenmergel mit Belemnitella mucronata, zum Obersenon Norddeutschlands.

Cyrenenmergel mit vielen Cyrenen (Cyrene subarata Bronn), oberes Oligocän im Becken von Mainz.

Mergel von Osnabrück, Wiepke und Bünde, zum oberen Oligocän Norddeutschlands.

Subapenninenmergel, pliocän in Oberitalien.

Zum Schluss mag hier noch von dem staubförmigen Kryokonit v. Nordenskiöld's, insbesondere von dem auf dem grönländischen Inlandeis lagernden, Kryokonit genannten feinen Staub die Rede sein. v. Nordenskiöld sammelte denselben zuerst 1870 in nicht unbeträchtlicher Menge sowohl am Saum des Inlandeises als auch in einer Enfernung von 30 engl. Meilen von der Küste und in einer Höhe von 700 m über dem Meer. Er hielt anfangs den auf Grund unvollkommener Untersuchungen in dem Kryokonit angegebenen Hauptbestandtheil, welcher weisse Körner bilden sollte, für eine neue Mineralgattung (der er sogar eine besondere Formel und monokline Krystallform zuschrieb) und betrachtete diesen Staub zuerst entweder für eine vulkanische Asche von Island oder von Jan Mayen, oder aber für kosmischer Herkunft; an solchen Ansichten hat er noch längere Zeit festgehalten, nachdem durch zahlreiche unabhängige Untersuchungen dargethan war, dass es sich hier in erster Linie um Aggregate von ganz gewöhnlichen Felsartengemengtheilen handelt, welche mit den Producten vulkanischer Ascheneruptionen gar nichts gemein haben. Zuletzt fasste v. Nordenskiöld seine Anschauung in modificirter Weise dahin zusammen, dass der Kryokonit »gewiss ein Luftsediment darstelle, sei es dass das Material aus dem Kosmos gekommen oder durch Stürme von den Granitbergen Grönlands oder aus dem Inneren dieses Landes dorthin geführt worden ist« (Studien u. Forschungen, Leipzig 1885. 165).

1881 untersuchte v. Lasaulx lichtgrauen pulverigen, zwischen den Fingern vollkommen mehlartig sich anfühlenden Kr. und fand u. d. M. als hauptsächlich zusammensetzende Mineralpartikel Quarz und Glimmer (lauchgrün, gelblichgrün, selten bräunlich, auch farblos), daneben viel spärlicher Orthoklas (und Plagioklas), ganz vereinzelt Granat, für Epidot gehaltene Körner, schwarze als Magnetit geltende Körner, ausserdem mikroskopische Algenkörperchen; beim beginnenden Erhitzen schwärzt sich das Pulver ganz vorübergehend und es entweicht ein leichter penetrant riechender Rauch; mit Äther lässt sich eine geringe Menge organischer Substanz ausziehen. v. Lasaulx hält diesen grönländischen Eisstaub »ohne Zweifel für einen äusserst feinen Detritus von quarz- und glimmerreichen Gesteinen, vielleicht also von einem feldspatharmen Gneiss oder von Glimmerschiefer«. Die chemischen Analysen des Kr. zeigen nichts, was der Zusammensetzung eines krystallinischen Schiefers widerspräche, auch das bisweilige Vorherrschen des Na über K kann nicht befremden (Min. u. petr. Mitth. III. 1881. 521). — Gleichzeitig befasste sich 1881 F. Zirkel mit Nordenskiöld'schen Kryokonitproben und kam zu einem fast ganz genau übereinstimmenden Ergebniss; er erkannte u. d. M. Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Glimmer (vorwiegend dunkel, selten hell), aber weiterhin auch nicht wenig Hornblende, etwas Granat, Titanit, Epidot, sodann Magnetit; metallisches Eisen konnte nicht gefunden werden. Es wurde die Abwesenheit von Augit, Olivin und Glas betont, und der Kr., welcher nach seinem Mineralgehalt absolut nichts mit vulkanischer Asche zu thun hat, als ein getrockneter Moränendetritus von Gneiss, Glimmerschiefer u. a. archäischen krystallinen Schiefern angesprochen, welcher etwa durch Winde über das Eis

geführt sei (Mitth. an Holst, s. Sveriges geol. undersökn., Ser. C. Nr. 81. S. 44). Holst hält den Kr. auch für Moränenschlamm, der aber vom Eise eingeschlossen und bei der fortschreitenden Bewegung und Abschmelzung desselben an die Oberfläche gelangt sei; eine äolische Ablagerung desselben ist ihm nicht wahrscheinlich. v. Nordenskiöld betont mit Entschiedenheit die äolische Deposition, »aber der Fundort selbst schliesst jeden Gedanken aus, dass der Grus von unterliegenden Erdschichten aufgeschoben worden sei«. — Vgl. auch die weiteren zu ganz ähnlichen mineralogischen Resultaten führenden Untersuchungen von Lorenzen (Ofvers. af kongl. Vet. Akad. Förhandl. Stockh. 1884. Nr. 5. 190), welcher als Hauptmineralien des Staubes Quarz, Feldspath, Glimmer und Hornblende erkannte, daneben mehrere Accessorien; ferner die Bemerkungen v. Camerlander's über den grönländischen Kr. im Jahrb. geol. R.-Anst. XXXVIII. 1888. 294; ausser den bekannten, schon von den früheren Beobachtern wahrgenommenen Mineralien fehlen nach ihm auch nicht Krümchen thoniger Substanz. Unbegreiflicher Weise hält V. Wartha (Földtani Közlöny 1884. 469) den Kryokonit für »ein Product der sog. trockenen Vulkane«.

Zuletzt hat Wülfing den grönländischen Kryokonit von 1883 untersucht (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VII. 152); er besteht zum weitaus grössten Theil aus Feldspath, aus Quarz (bis etwa 15 %), in geringerer Menge aus Glimmer und Hornblende; accessorisch Granat, rhombischer Pyroxen, Zirkon und Magnetit, ganz vereinzelt monokliner Pyroxen und Sillimanit. Die beigemengte organische Substanz, die etwa $\frac{1}{20}$ des ganzen Pulvers ausmacht, überzieht dasselbe gleichmässig; dieselbe ist stickstoffhaltig und gibt bei der Destillation NH_3 und andere organische Basen, ausserdem enthält sie kleine Mengen von Humussäuren. »Auf meteorischen Ursprung lassen sich kleine Chondren von 0,1—0,2 mm Durchmesser zurückführen; dieselben waren substantiell von einander verschieden und bestanden theils aus opaker Materie, theils durchsichtiger und dann einmal isotroper, ein andermal doppeltbrechender Substanz. Kugeln von metallischem Eisen konnten nicht nachgewiesen werden.« Was jene sog. Chondren anbetrifft, so liessen sich aus ca. 16 Gramm Kryokonit mindestens 6 wohlausgebildete Kugeln dieser Art gewinnen; dieselben waren magnetisch, braun gefärbt, unangreifbar durch HCl und schwerer als 3,327. Dass dieselben direct unter einer besonderen Rubrik »Kosmische Bestandtheile« aufgeführt werden, erscheint nicht vollauf begründet. Auch Wülfing erblickt in diesem grönländischen Staub den Detritus eines krystallinischen Gebirges; sofern die sog. Chondren wirklich meteorischen Ursprungs seien, könnten dieselben nicht diesem Kryokonit allein eigen sein, sondern müssten überall auf der Erde vorkommen. Betreffs des letzteren Punktes mag daran erinnert werden, dass Murray und Renard in den Tiefsee-Bodensätzen unter den mit dem Magnet ausziehbaren Partikeln (ausser schwarzen Kügelchen von metallischem, bisweilen Co und Ni führendem, oberflächlich magnetitbedecktem Eisen) auch braune, durchschnittlich 5 mm grosse Kügelchen gefunden haben, mit eigenthümlicher, excentrisch-radialer Lamellarstructur, welche anfangs als Bronzit galten, wogegen später in ihnen monokliner Pyroxen erblickt wurde;

auch diesen letzteren Chondren wird gewiss mit Recht ein extra-terrestrialer Ursprung zugeschrieben. Die Kügelchen im Kryokonit scheinen allerdings damit wenig Übereinstimmung aufzuweisen. — Übrigens muss doch noch hervorgehoben werden, dass v. Nordenskiöld, nach seiner vereinzelt dastehenden Angabe, unter den extrahirten magnetischen Bestandtheilen des Kryokonits graue Metallpartikel fand, die aus Kupfervitriol metallisches Kupfer ausfällten.

Zusätze und Berichtigungen.

Zu Band I.

S. 2 bis 5. d'Achiardi, Guida al corso di litologia. Pisa 1888.
Zeitschrift für praktische Geologie. Berlin, seit 1893.
The journal of geology. Chicago, seit 1893.
Bulletin of the geological Institute of Upsala. Upsala, seit 1893.

S. 40. Zur Aufklärung stark brechender Mineralpartikel empfiehlt Retgers besonders Eintragung derselben in erstarrenden geschmolzenen Phosphor (flüssiger Phosphor $n_D = 2{,}075$, fester Phosphor $n_D = 2{,}144$ bei 25°—30° Temperatur) oder in eine Lösung von Phosphor in Schwefelkohlenstoff ($n =$ ca. 1,95); das Innere von Zirkonen wird dadurch z. B. vortrefflich aufgehellt. Über die speciellere Anwendungsweise vgl. N. Jahrb. f. Min. 1883. II. 130.

S. 72. Zur Beobachtung der Axenbilder von sehr kleinen Krystallen u. d. M. schlägt Czapski vor, nach Entfernung des Oculars einen Deckel mit einem kleinen centralen Loch auf den oberen Tubusrand zu setzen; innerhalb des Loches erblickt man, mit einer schwachen Loupe auf dasselbe visirend, das reelle Bild des Krystalls. Wird nun das Präparat so bewegt, dass das Bild des Krystalls das centrale Loch ganz ausfüllt, so gewahrt man durch letzteres hindurch das möglichst deutliche und helle Axenbild (Z. f. Krystallogr. XXII. 1894. 161).

S. 102. J. W. Retgers beschäftigte sich (Z. f. physikal. Chemie XI. 1893. 328; s. N. Jahrb. f. Min. 1894. II. Ref. 3) weiter mit der Herstellung schwerer Flüssigkeiten, von denen aber keine für petrographische Trennungszwecke sonderlich empfehlenswerth erscheint, mit Ausnahme vielleicht der gesättigten Lösung von Zinnjodid SnJ_4 in Bromarsen $AsBr_3$; die Lösung (spec. Gew. 3,73 bei 15°) ist indess dunkelweinroth, in dickeren Schichten fast schwarz und undurchsichtig; verdünnbar durch Methylenjodid.

S. 130. In »Notes on the micro-chemical analyses of rock-making minerals« (Miner. Magazine X. 1893. 79) gibt McMahon ausführliche Tabellen und Bemerkungen zur mikroskopischen Unterscheidung der in Sulfate verwandelten Basen.

S. 131. Nach Frosterus scheint das Kieselfluorkalium K_2SiFl_6 dimorph zu sein: nur aus einer sehr verdünnten Lösung entstehen die regulären Kryställchen, während aus einer concentrirten Lösung sich monokline, stark doppeltbrechende rhomboëderähnliche Krystalle bilden mit kleinem Axenwinkel und optisch positivem Charakter (Min. u. petr. Mitth. XIII. 1892. 183).

S. 162. G. H. Williams schlug vor, als poikilitic und micropoikilitic structure die Erscheinung zu bezeichnen, dass ein Gemengtheil als ein einziges Individuum eine grössere Erstreckung einnimmt und nun von Krystallen oder Körnern eines anderen Minerals durchwachsen ist, welche weder unter einander parallel sind (ein Gegensatz zum Mikropegmatit) noch zu der umgebenden vorwiegenden Substanz krystallographisch orientirt sind (in Übereinstimmung mit dem Mikropegmatit); Journ. of geology I. 1893. 176. Schon vorher war dieser Ausdruck von Iddings in demselben Sinne gebraucht worden (XII. Ann. report U. S. geol. survey 1892. 589). Dieses Structurverhältniss ist indessen eigentlich nichts anderes, als was man sonst seit vielen Jahrzehnten mit unter der Bezeichnung Interposition oder Durchwachsung begreift und es ist daher wohl nicht zutreffend, wenn Williams hinzufügt, es sei ihm nicht bekannt, »that either the macro- or micropoikilitic structures have been directly recognized by the german petrographers«. Letztere haben sich nur nicht veranlasst gesehen, dem altbekannten Unterfall einen besonderen Namen zu geben. Der neu proponirte scheint nicht eben glücklich gewählt, denn das Wort ποικίλος bezieht sich in erster Linie auf das buntfarbige Geflecktsein (daher auch Breithaupt's Synonym Poikilit für Buntkupfererz), während es bei jener Art der Interposition auf Farbengegensätze gar nicht ankommt.

S. 192 ff. Karl Zimányi gab neuere Bestimmungen über »Die Hauptbrechungsexponenten der wichtigeren gesteinebildenden Mineralien bei Na-Licht«; Mathem. u. naturw. Berichte aus Ungarn XI. 1893; auch separat erschienen, Berlin und Budapest 1893; ferner abgedruckt in Zeitschr. f. Krystallogr. XXII. 1894. 321.

S. 197. Über die faserigen Ausbildungsweisen der Kieselsäuremineralien sind noch folgende Angaben zu machen. Bei den faserigen Kugelaggregaten des Chalcedons löschen im parallelen polarisirten Licht die Fasern anscheinend gerade aus, aber die Faseraxe ist die Richtung der grössten optischen Elasticität $\mathfrak{a}$, die Doppelbrechung daher negativ, während bei dem positiven Quarz die Hauptaxe c mit $\mathfrak{c}$ zusammenfällt. Michel Lévy und Munier-Chalmas beobachteten im convergenten pol. L. getrennte Hyperbeln um eine positive Bisectrix, welche senkrecht steht auf der Längsaxe der Fasern; letzterer ist die optische Axenebene immer parallel; der wahre Winkel der optischen Axen beträgt ca. 30°. Daher erhält man auch bei der Einstellung auf das Centrum der Faserkugeln nicht die Interferenzfigur eines einaxigen Krystalls. Der Brechungsexponent des zweiaxigen faserigen Chalcedons wird als etwas niedriger als beim Quarz, $n = 1{,}537$ angegeben; die Doppelbrechung ist wenig stärker als beim Quarz, etwa 0,0095. Das als etwas niedriger (2,59—2,64) angeführte spec. Gew. rührt vielleicht von der Beimengung feiner Opalpartikelchen her. Trotz dieser Abweichungen vom Quarz verhält sich der Chalcedon (SiO_2) chemisch wie letzterer.

Bei Longpont und in der oberen Kreide der Haute Garonne (Propiary, Auzas) kommen kieselige Kügelchen vor, welche im Centrum aus Chalcedon bestehen, aussen von Quarzkryställchen bedeckt werden. Zwischen beiden liegt eine andere kieselige Substanz, welche von den beiden französischen Forschern als Quarzin (Quartzin) bezeichnet wird. Dieser wird gebildet aus lamellaren Fasern, welche zwar (im Gegensatz zum Chalcedon) nach ihrer Längsrichtung positiv sind (also wie die Hauptaxe beim Quarz), aber wie beim Chalcedon zeigt sich auch hier in Tangentialschnitten der Austritt zweier, bis ca. 35° gegen einander geneigter optischer Axen mit positiver Bisectrix. Es scheint daher, dass Quarzin und Chalcedon derselben zweiaxigen Substanz angehören, deren Fasern fähig sind, sich in verschiedenen Directionen zu verlängern: nach $\mathfrak{a}$ für den Chalcedon, nach $\mathfrak{c}$ für den Quarzin. — In Querschliffen nahe der Oberfläche des Quarzins tritt eine Theilung in drei feingestreifte zweiaxige Sectoren hervor, während die Mitte einaxig ist. Die Fasern des Quarzins verlaufen

nach oben in krystallisirten Quarz, welcher darnach aus den zweiaxigen Lagen des ersteren aufgebaut erscheint (Comptes rendus, 24. März 1890; Bull. soc. fr. min. XV. 1892. Nr. 7).

Hohlräume von kleinen Korallen (Oculinidae) und anscheinend auch von einstigen Spongien im Pläner zwischen Heřman Městec und Nákel im ö. Böhmen fand Barvíř ebenfalls mit Quarzin ausgefüllt, mit 2—5 mm langen Gruppen von kleinen wasserklaren faserigen, kaum 1 mm grossen Warzen, welche denen von Chalcedon ähnlich sind, aber in der Längsaxe der Fasern die kleinste Elasticität c aufweisen, auch in Querschnitten zwei, beim Drehen deutlich aus einander gehende Hyperbeln zeigen, mit dem optischen Axenwinkel $2E = 23^{\circ}$—28° ($2V = 15^{\circ}$—18°). Ein Körnchen von weniger stark lichtbrechendem Quarz bildet gewöhnlich den Mittelpunkt. Das spec. Gew. der aus wasserfreier SiO_2 bestehenden Substanz wurde für die grössere Menge zu 2,625, für den Rest zu 2,607 als untere Grenze bestimmt (also etwas unter dem des Bergkrystalls, 2,649); die grösste Doppelbrechung ist gleich der des Quarzes (Sitzgsber. böhm. Ges. d. Wiss. 10. März 1893).

In dem oberen Grobkalk von Clamart finden sich nach Michel Lévy und Munier-Chalmas kleine matte sechsseitige Pyramiden einer Lutecit genannten Kieselsäuresubstanz, welche noch eine andere Form der im Chalcedon und Quarzin vorliegenden darstellt. Die Pyramiden, im Basalschnitt mit 2 Winkeln von ca. 130° und 4 von ca. 115°, sind im Schliff aus sechs Sectoren zusammengesetzt, von denen jeder aus zwei Systemen gekreuzter Lamellen besteht. Axenwinkel und Doppelbrechung sind dieselben wie beim Chalcedon und Quarzin, aber die Längsrichtung der Fasern scheint (weder der grössten noch der kleinsten Elasticität zu entsprechen, sondern) unter 45° zur kleinsten und mittleren Elasticitätsaxe zu liegen, und in den pseudohexagonalen Pyramiden ist die Bisectrix stets sehr schief zur Hauptaxe der Pyramiden geneigt.

S. 280. Blumrich gelangt zu dem Ergebniss, dass die Sanduhrform der Augite nicht sowohl auf einer späteren Ausfüllung der Lücken von gegabelten Krystallen beruht, sondern dadurch zu Stande kommt, dass krystallographisch verschiedene Flächen während des Krystallwachsthums auch chemisch verschiedene Substanz auf sich zur Anlagerung bringen, wodurch die Anwachskegel einzelner Krystallflächen sich vermöge ihres optischen Verhaltens mit grösserer oder geringerer Deutlichkeit von denen benachbarter abheben. Die verschiedenartigen Sectoren sind daher nichts anderes, als die Anwachskegel der verschiedenartigen Flächen. Für die Sanduhraugite scheint meist ein ungewöhnlich grosser Auslöschungswinkel c:*c* bezeichnend, was auf eine Beimengung Na-haltiger Aegirin- oder Akmitsubstanz schliessen lassen dürfte (Min. u. petr. Mitth. XIII. 239). Pelikan beobachtete in ähnlicher Weise sanduhrförmig gebaute Krystalle von Strontiumnitrat beim Wachsthum derselben aus einer mit einem Absud von Campecheholz versetzten Lösung; die als Domen geltenden Flächen lieferten gefärbte, die verticalen Prismen ungefärbte Anwachskegel (ebendas. 258).

S. 306. In der Hornblende eines sehr grobkörnigen Diorits vom Tigil in Kamtschatka liegen sehr dicht gedrängt meist grössere schwarze Leistchen und rhomboidische Täfelchen, deren Neigung $P\infty\{\bar{1}01\}$ der Hornblende entspricht; die kürzeren Kanten der Tafeln scheinen *c* derselben parallel zu sein. Krentz hält diese Interpositionen hier für eine dunklere Amphibolart (vielleicht Riebeckit), da mechanisch isolirte Prismen, auf die Spaltflächen gesehen, sehr schön tiefblau gefärbt erscheinen (Anzeig. d. Akad. d. W. Krakau, April 1894).

S. 310. Glaukophan (»mit einer Auslöschung von 2°—5° und von 30°—40°«) wurde von Lepsius als secundär in Gabbros von Attika nachgewiesen, wo er

entweder aus der secundären Hornblende oder gleichzeitig mit dieser aus Diallag hervorging (Geol. v. Att. 1893. 103).

S. 333. In den Biotitblättchen der Quarzkeratophyre des Lennegebiets bemerkt man zahlreiche feinere und gröbere Körnchen von hohem Brechungsindex, die in deutliche Anataskryställchen übergehen; letztere sind durch ihre spitzpyramidalen Formen, die starke negative Doppelbrechung (sie zeigen noch Roth dritter Ordnung), die Streifung nach mP, die quadratischen isotropen Querschnitte mit Spaltungen parallel den Umrissen sicher zu bestimmen (Mügge, N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 1893. 559; Anataseinschlüsse im Glimmer erwähnen auch Osann, Z. geol. Ges. 1891. 717 und Lacroix, Bull. soc. fr. min. XIV. 1891. 191). Wenn, wie dies nicht selten der Fall, gleichzeitig Rutilnädelchen, fast stets parallel den Schlaglinien eingelagert, vorhanden sind, so wird es wahrscheinlich, dass, indem die eine Titansäure (Anatas) secundär ist, die andere (Rutil) primären Charakter besitzt.

S. 349. Chloritoid von Lainiciu, rumänische Karpathen, optisch untersucht und analysirt von Duparc und Mrazec, Comptes rendus, 13. März 1893.

S. 351 ff. Bisweilen zeigt sich am Olivin ein scheinbarer Hemimorphismus nach *b*, indem in einem Durchschnitt nach $\infty\bar{P}\infty$ {100} gewissermassen nur die rechte oder linke Hälfte vorhanden ist. — Rinne beobachtete, wie in Basaltolivinen die Serpentinisirung so erfolgt, dass eine neue krystallographische Fläche, nämlich $2\breve{P}2$ {021} herausgearbeitet wird. Mitunter besitzt der Serpentin zum Olivin der Basalte eine orientirte Lage, indem sie beide gleichzeitig auslöschen.

S. 358. Die in Melaphyren und Basalten mehrfach wahrgenommene Substanz, welche als ein biotitähnliches blätteriges pleochroitisches Umwandlungsproduct des Olivins gilt, wird von A. C. Lawson für ein besonderes primäres Mineral gehalten und Iddingsit genannt. In einem californischen basaltischen Gestein zeigen die rhombischen Krystalle den Habitus des Olivins, bronzeartige Farbe, vollkommene Spaltbarkeit in einer als $\infty\bar{P}\infty$ {100} aufgefassten Richtung, H. = 2,5; sp. G. = 2,839; optische Axenebene $\infty\breve{P}\infty$ {010}, $\mathfrak{a}$ ist spitze Bisectrix, optischer Charakter negativ. Spaltungsblättchen sehr schwach pleochroitisch, Schnitte senkrecht dazu sehr stark, in gelblichgrünen und braunen Tönen; $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Vorhanden sind SiO_2, Fe, CaO, MgO, Na_2O, H_2O. Beim Erwärmen mit HCl verliert die Substanz die dunkle Farbe, indem ein eisenhaltiges Pigment ausgezogen wird, ohne Veränderung der optischen Eigenschaften. Unschmelzbar, aber leicht zersetzbar durch HFl, auch durch SO_3, bei längerer Behandlung ebenfalls durch HCl (Bull. Departm. geol., Univ. California, Berkeley, Vol. I. 31). Das Auftreten in den Gesteinen und die Form erinnern indess so an den Olivin, dass doch wohl eher ein besonderes Umwandlungsproduct desselben vorliegen dürfte.

S. 370. Über die Rolle, welche der Cordierit in der Gesteinswelt spielt, s. die ähnlichen Ausführungen von Molengraaff im N. Jahrb. f. Min. 1894. I. 83.

S. 373. In vielen Epidoten sieht man bei der Betrachtung im Na-Licht zwischen gekreuzten Nicols sehr deutlich zonaren Bau, nämlich in der Regel einen grossen Kern, der oftmals in Felder zerfällt, sowie mehrere Hüllen. Alle diese Theile unterscheiden sich weniger durch die Auslöschungsschiefe, sondern hauptsächlich durch die Stärke der Doppelbrechung von einander, welche meist in den Hüllenschichten grösser ist als im Kern; möglicherweise hängt dies mit einer Zunahme des Eisensilicats zusammen (W. Ramsay, N. Jahrb. f. Min. 1893. I. 111).

S. 388. Nach Becke ist der Centralfleck der Chiastolith-Querschnitte (nicht die Ausserung zonarer Structur, sondern) der Durchschnitt des einschlussreichen Anwachskegels der Endfläche; er müsste am grössten sein in einem durch die Enden des Krystalls, am kleinsten in einem durch die Mitte desselben gelegten Querschnitt (Min. u. petr. Mitth. XIII. 257).

Schiste maclifère ist die französische Bezeichnung für Chiastolithschiefer.

S. 420. Eisenoxyd hat zufolge L. Michel negatives Zeichen der Doppelbrechung.

S. 425. Auf Grund einer von ihm angestellten Analyse des Pseudobrookits vom Aranyer Berge (nach Abrechnung der Beimengungen 42,89 TiO_2, 56,37 Fe_2O_3) sowie einer neueren von Traube (ebenso 42,35 TiO_2, 57,65 Fe_2O_3) spricht sich Frenzel für die von Cederström aufgestellte Formel $2Fe_2O_3 . 3TiO_2$ und gegen die von Doss gegebene aus, weiterhin gegen die von Letzterem betonte Isomorphie zwischen Pseudobrookit und Andalusit (Min. u. petr. Mitth. XIV. 126).

S. 430. In dunkleren basischen Concretionen des Lausitzer Biotitgranits beobachtete O. Herrmann kammähnliche und durch zweiseitige Aneinanderreihungen längs eines Axenbalkens doppelkammähnliche Krystallskelette von Apatit, welche Ähnlichkeit zu besitzen scheinen mit den in der Intersertalmasse von Doleriten und Anamesiten bekannten, im Querschnitt kettenähnlichen Parallelaggregaten von Apatit (N. Jahrb. f. Min. 1893. II. 52).

S. 439. Morozewicz schmolz 300 g einer künstlichen Rhyolithmischung (mit 77,9 % SiO_2) nebst 1 % Wolframsäure als Agent minéralisateur in einem Chamottetiegel und erhielt die Schmelze 31 Tage lang in drei verschieden abnehmenden Temperaturen. Die erstarrte Schmelze wies im Glas weissliche und gelblichbraune Schlieren auf; die ersteren zeigten in ihrer Mitte grauliche isotrope Globuliten, am Rande höchst regelmässige durchsichtige Dihexaëder von Quarz (ohne ∞P); die selteneren gelblichbraunen Schlieren sind ebenso eine Anhäufung unzähliger sechsseitiger gelber Biotittäfelchen. Vermuthlich bestanden andere Anhäufungen aus Sanidin (N. Jahrb. f. Min. 1893. II. 47).

S. 443. Z. 14 v. o. lies Morozewicz statt Moroziewicz. — Indem Derselbe ca. 80 g Haüynmischung mit ca. 17 g ($FeCO_3 + SiO_2 + 3H_2O$), 8 g $CaSiO_3$, 5 g K_2SiO_3 und einer kleinen Menge von eisenhaltigem CaS zusammenschmolz und ca. 8 Tage bei Rothgluth erhielt, entstanden in grosser Menge wohlausgebildete, zumeist himmelblaue Kryställchen von Haüyn, am häufigsten ∞O, auch $\infty O \infty$ und Combinationen beider (N. Jahrb. f. Min. 1893. II. 42).

S. 447. Fünfstündige Erhitzung eines Gemenges von 10 Theilen Titaneisen, 10 Th. Schwefelcalcium, 8 Th. Kieselsäure und 2 Th. Kohle auf Gusseisenschmelzhitze und langsames Erkalten lieferte eine schwarzgraue Schmelze mit Drusen von Melanit-Rhombendodekaëdern sowie 4 mm langen rothbraunen Titanitprismen (L. Michel, Comptes rendus CXV. 1892. 830).

S. 449. Mehrstündiges Erhitzen eines Gemenges von 2 Th. Titaneisen und 5 Th. Pyrit auf 1200° ergab eine krystallinische Masse von Magnetkies mit Drusen von nadelförmigem dunkelblauem Rutil (L. Michel, ebendas. 1020).

S. 449 (und 845). Die von G. Rose für Anatas gehaltenen würfelähnlich-rhomboëdrischen Kryställchen haben nach Wunder die Zusammensetzung $Ti_2Na[PO_4]_3$, nicht, wie Brauns angibt, $TiNa_2[PO_4]_2$. Diese Rhomboëder des Titannatriumphosphats scheiden sich aus, indem TiO_2 in der Reductionsflamme in der Phosphorsalzperle gelöst und diese dann in der Oxydationsflamme erhitzt wird. Nun ist es Doss gelungen, steile Pyramiden von Anatas, der bisher nur vermeintlicher Weise so erhalten war, wirklich in der Perle darzustellen und zwar durch relative Erniedrigung des P_2O_5-Gehaltes derselben, indem z. B. wiederholt oxydirt und reducirt sowie von neuem TiO_2 zugesetzt wird. Steigt die Temperatur zu hoch, so wird der Anatas gelöst, während dafür Rutil auskrystallisirt; die Bildung der beiden Mineralien ist ganz von der angewandten Temperatur abhängig. Über die speciellen Darstellungsmethoden und die erhaltenen sehr merkwürdigen Ausbildungen, Verwachsungen, Zwillinge muss die Abhandlung selbst eingesehen werden (N. Jahrb. f.

Min. 1894. II. 147). — S. 449, Z. 4 v. u. lies Comptes rendus Bd. 59. 1864. 188 statt Bd. 62. 1864. 148.

S. 450. G. Friedel brachte Natronlauge mit einem Überschuss an amorpher Thonerde in eine mit Kupfer ausgelegte Stahlröhre, die in einem Eisenblock erhitzt wurde. Bei 530°—535° krystallisirte der ganze Überschuss von Al_2O_3 als kleine Korundtäfelchen heraus; bei 450°—500° entstand Korund nebst Diaspor, bei niedrigeren Temperaturen Diaspor allein (Bull. soc. fr. min. XIV. 1891. 7).

S. 481. Auf Lithophysenschalen der Quarzporphyre zwischen Wiebelsbach und Klein-Umstadt (Grh. Hessen) sitzen als »Sublimationsproducte« Turmalinaggregate (Chelius und Vogel).

S. 489. Bleicher, Structur von Oolithen der Lorraine, Comptes rendus CXIV. 1892. 1138; W. Fulcher, Oolithe im Hirnant-Kalkstein, Nordwales, Geolog. Magaz. (3) IX. 1892. 114.

S. 509. Über Tutenmergel vgl.: Gresley, Geol. Magaz. 1887. 17 und Quart. journ. geol. soc. XLI, Proceed. 110. John Young, Geol. Magaz. 1892. 139. Grenville Cole, Miner. Magaz. X. 1893. 136.

S. 544. Ein ausgezeichnetes Beispiel eines »composite dyke«, d. h. der Erfüllung einer Gangspalte mit zwei verschiedenalterigen Gesteinen beschreibt Judd vom Cir Mhor auf Arran; hier ist das Centrum des Ganges ein glasreicher quarzführender Pechsteinporphyr mit hornstein- und thonsteinähnlichen Varietäten (72,37 % SiO_2, 1,30 CaO), während scharf abgegrenzt an den beiden Salbändern ein Diabasporphyrit mit augitandesitähnlicher Structur erscheint (55,79 SiO_2, 7,06 CaO); Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 536.

S. 549. Vgl. die Erwiderung Sederholm's auf die entgegenstehenden Ansichten von Cohen und Deecke in den Mittheil. d. naturw. Ver. für Neuvorpommern u. Rügen XXIV. 1892; hier werden Schwierigkeiten hervorgehoben, auf welche die Lakkolithentheorie für die Rapakiwimassen stösst und letztere mit Reserve als »Flächenergüsse« gedeutet.

S. 612. Dass die Erscheinung der sog. Mörtelstructur nicht immer auf die Pressung eines festen Gesteins zurückgeführt werden sollte, ist letzthin mehrfach sehr wahrscheinlich gemacht worden. Im südwestl. Finnland unterscheidet Sederholm einen älteren Granit, dessen »meist sehr ausgeprägte Parallelstructur« er durch Druckschieferung erklärt und einen jüngeren Granit, dessen »oft sehr ausgeprägte Parallelstructur« aber nicht als Druckschieferung gedeutet werden könne, sondern »zweifelsohne eine magmatische Erscheinung« sei. »Zum grossen Theil dürften die glimmerreichen Streifen, welche dieselbe bedingen, aus halbresorbirten Einschlüssen der älteren gneissartigen Schiefer herrühren.« Auch ihre Mörtelstructur sei schwierig durch Druck auf festes Gestein zu erklären, da diese jüngeren Granite keine besonders prägnanten Druck- oder Kataklaserscheinungen zeigen; im Gegentheil deutet viel darauf hin, dass sie vor der Krystallisation des Quarzes durch Bewegungen im halbfesten Zustand gebildet wurde (Om Bärggrunden i södra Finland. Helsingfors 1893. 141).

S. 632. Auch Mügge ist (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 1893. 565) nicht der Ansicht, dass die Quarze in den Quarzporphyren von Thal ihre jetzige Form durch Auswalzung von gewöhnlichem Quarz erhalten haben.

S. 712. Der Granit im grössten inneren Theil des bergsträsser Odenwalds ist ein normaler Biotitgranit; besonders aber in der Nähe eingeschlossener Diabas- und Dioritschollen nimmt er mehr oder weniger grüne Hornblende auf, viel Plagioklas, Titanit, Rutil, Magnetit. Am Gehrenstein bei Neukirchen und Gadernheim i. Odw. findet eine innige Durchdringung des Diorits mit feinsten Graniträderchen statt, so dass die Grenze beider Gesteine oft schwer zu erkennen ist; »der Diorit erscheint

dann von den injicirten weissen Orthoklaskörnern des Granits gleichsam porphyrisch« (Chelius, Notizbl. d. Ver. f. Erdk. Darmst. u. d. mittelrhein. geol. Ver. IV. Folge, Heft 14. 1893).

S. 719. Die bei der magmatischen Umwandlung der Hornblende bisweilen entstehenden bräunlichen prismatischen oder keulenförmigen Stäbchen, welche gewöhnlich gleichfalls als Hornblende gelten, wurden von H. S. Washington an besonders geeigneten Präparaten der Basalte von Kula in Kleinasien näher untersucht. Hier, wo die Körperchen bis zu 0,05 mm lang und 0,03 mm dick werden, zeigen sie röthlichbraune bis grünlichbraune Farbe und starken Pleochroismus: parallel der Längsaxe olivengrün, senkrecht darauf lichtbraun und dunkelrothbraun. Die Auslöschung wurde entgegen den früheren, auch unter einander abweichenden Angaben immer als gerade befunden. Die bisweilen etwas tafelförmigen Krystalle liegen im Inneren der Hornblende meist parallel mit deren c, bilden aussen vielfach beiderseits Winkel von ca. 60° mit dieser Richtung; in Querschnitten verlaufen sie gewöhnlich parallel mit den vertikalen Pinakoiden und dem Prisma. Zwischen diesen Krystallen sind Körnchen von Magnetit und fast farblosem Augit hindurchgestreut. Washington führt eine Anzahl von Momenten an, welche es ihm wahrscheinlich machen, dass die in Rede stehenden Gebilde nicht der Hornblende, sondern vielmehr dem Hypersthen angehören, worauf auch der Pleochroismus und die Auslöschung verweisen; ihr Makropinakoid würde parallel liegen mit dem Klinopinakoid der Hornblende. Er gelangt ferner zu dem Schluss, dass nach Massgabe der gegenseitigen Vertheilung in jenen Basalten das auch hier verbreitete gewöhnliche Magnetit-Angitaggregat ein späteres Stadium der magmatischen Alteration der Hornblende bezeichnet als das in einem früheren entwickelte Aggregat der bräunlichen (Hypersthen-)Partikel; nebenbei wird eine eingehende Besprechung der Theorie dieser Umwandlung vorgenommen. — Eine sehr merkwürdige Erscheinung ist die ausnahmsweise reichliche Gegenwart solcher Hornblende in sämmtlichen Gliedern der basaltischen Gesteine des Beckens von Kula: sie findet sich in den ältesten wie in den jüngsten Strömen, in denen mit und ohne Leucit, in den olivinreichen und sehr olivinarmen, den rein glasigen Tachylyten wie in den normal struirten Feldspathbasalten. Washington proponirt für diese, durch constanten und selbst das Volumen des Augits übertreffenden Hornblendegehalt charakterisirten Varietäten den Namen Kulait (The volcanoes of the Kula Basin in Lydia. Inaug.-Dissert. von Leipzig. New-York 1894).

S. 731. Sollas hebt hervor, dass die Festwerdungsreihenfolge im Granit der Gegend von Dublin: Zirkon, Apatit, Biotit, Muscovit, Natronkalkfeldspath, Kalknatronfeldspath, Quarz, Mikroklin — auch eine Reihe nach abnehmendem spec. Gewicht sei.

S. 732. In einem sehr grobgranitisch struirten Dioritstück vom Tigil in Kamtschatka mit etwas saussuritisirtem Plagioklas und grossen grünlichschwarzen Hornblenden sind beide Mineralien zum Theil automorph und gegenseitig in einander als z. Th. makroskopische Interpositionen vorhanden, also zur Hauptsache gleichzeitig entstanden (Kreutz, Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Krakau, April 1894).

S. 744. Rinne will das Wesen der Porphyrstructur nicht mit Rosenbusch in einer »Recurrenz der Mineralbildung« (welche für diese Structur ein zwar sehr häufiger aber nicht nothwendiger und alleiniger Ausdruck sei), sondern vielmehr in dem Verlauf der Gesteinsentwickelung innerhalb zweier Perioden erblicken, nähert sich also mehr den französischen Petrographen, welche zwei oder mehr Consolidationen betonen (Jahrb. pr. geol. Landesanst. für 1892. 75; Sitzgsber. Berl. Akad. 1893. 45). Er nennt einen Basalt auch porphyrisch, wenn dieser grosse Ausscheidungen von Olivin, aber keinen Olivin in der Grundmasse, ferner keine Ausschei-

dungen von Augit und Feldspath, sondern diese beiden Mineralien nur als Bestandtheile der Grundmasse besitzt, wobei also für keines der drei Mineralien eine »Recurrenz« in der Bildung stattfindet. Wenn es ihm mit Recht wahrscheinlich ist, »dass öfters die Einsprenglinge der Basalte nicht alleinige Producte einer intratellurischen Periode der Gesteinsverfestigung sind, sondern sich auch in der jüngeren Periode vergrösserten, zuweilen sogar erst in letzterer entstanden«, so muss man allerdings fragen, wodurch dann noch überhaupt zwei »Perioden« charakterisirt sind. Der Satz: »Es ist nicht stets eine begründete Annahme, dass thatsächlich immer die Einsprenglinge bereits beim Verweilen des Magmas im Erdinneren sich bildeten; es lässt sich bei den untersuchten Basalten zuweilen sehr wohl denken, dass selbst die Olivin- und Augiteinsprenglinge sich erst nach dem Empordringen des Magmas in höhere Regionen bildeten« stimmt ganz mit den in diesem Buche vorgetragenen Ansichten überein.

S. 745. Dass der Magnetit glasiger Gesteine oft noch kurz vor der völligen Verfestigung des jetzigen Glases gewachsen ist, zeigt sich dann, wenn das letztere braun ist, aber um die schwarzen Oktaëder zunächst ein heller entfärbter Hof liegt, der nach aussen in das braune Glas verschwimmt.

S. 752. Die magmatische Corrosion kann auch so von statten gehen, dass der neu entstandene Rand keine irregulär verlaufenden Contouren, sondern krystallographische Begrenzung, ähnlich den Ätzfiguren zeigt, wofür u. a. Olivine Beispiele liefern, bei denen es oft die Fläche $2\breve{P}\infty\{021\}$ ist, welche herausgearbeitet wird.

S. 779. Rücker hebt jedoch hervor, dass sowohl Magnetit als metallisches Eisen beim Erhitzen rasch ihre magnetischen Eigenschaften verlieren und dass bei Rothgluth sowohl Attraction als Polarität völlig verschwinden. Die Tragweite des Erklärungsversuchs von Vogt erscheint daher zweifelhaft.

S. 783. In dem 6 Miles Durchmesser erreichenden Dioritstock der südl. Hälfte der Crazy Mts. in Montana ist zufolge J. E. Wolff das Centrum des Gesteins besonders basisch (Bull. geol. soc. America III. 1892. 445).

S. 785. Gute Beispiele einer grösseren Acidität der Gangmitte berichtet Lawson von den Diabasgängen in dem archäischen Gebiet des Rainy Lake in Canada. Der 150 Fuss mächtige Stop Island dyke ist z. B. an den Seiten ein veränderter Augitporphyrit mit 47,8% SiO_2, dann mehr nach der Mitte zu ein ophitischer Diabas, im Inneren ein Uralit und Quarz führender Gabbro mit 57,5% SiO_2; rhombische Pyroxene, welche an den Salbändern zugegen sind, verschwinden nach der Mitte zu, wo Hornblende und Quarz hervortreten (Amer. geologist VII. 1891. 153).

S. 807 (1 und 5). Für die Herausbildung des sog. sanduhrförmigen Aufbaues bei den Augiten scheint ein sehr alkalien-, namentlich natronreiches Magma besonders günstig zu sein.

Zu Band II.

S. 16. In den Rückständen vom Verwaschen granitischer Sande aus Brasilien lässt sich zufolge O. A. Derby Xenotim, namentlich in Muscovitgraniten, constatiren, meist von Monazit begleitet; lichtgelbe frische Xenotime zeigen im converg. pol. L. positive Axenbilder, wodurch sie sich in Dünnschliffen von Anatas unterscheiden, meist aber sind die pyramidalen Krystalle milchweiss und trübe geworden (Am. journ. sc. (3) XLI. 1891. 308).

S. 25 (und III. 155). Den eruptiven Graniten wächst neuerdings eine ganze Menge flaseriger Varietäten zu, welche früher als Gneiss bezeichnet und den archäischen krystallinischen Schiefern zugezählt worden waren.

S. 39. Einen von primärem Amphibol und Biotit ganz freien Augitgranit beschreibt Thost aus dem Karabagh-Gau in Hocharmenien; der aus dem Augit reichlich entstehende secundäre Uralit beginnt weiterhin bräunlichgrün und einheitlich compact zu werden und geht in lichtbräunliche pleochroitische Hornblende über, welche charakteristische Spaltung und automorphe Umrisse zeigt (Abh. Senckenb. naturf. Ges. XVIII. 1894. 220).

S. 41. Das von G. Rose als Beresit beschriebene und zu den Graniten gestellte Gestein von Beresowsk ist nach Helmhacker kein Granit, sondern ein Quarzporphyr mit spärlich ausgeschiedenem Quarz (Berg- u. hüttenm. Zeitg. LI. 1892. Nr. 6).

S. 50. Kugelbildung scheint sich in Muscovit- oder zweiglimmerigen Graniten nicht häufig zu entwickeln (das einzige Beispiel liefert Forni auf Sardinien), hauptsächlich ist sie an Biotitgranit oder Hornblendegranit geknüpft. Im Allgemeinen ist die Substanz der Sphaeroide basischer als die Granitmasse, in welcher sie liegen. — Über Kugelgranit unfern Wirvik bei Borgå in Finnland vgl. Frosterus in Min. u. petr. Mitth. XIII. 1892. 177. Die Kugeln haben eine syenitische Zusammensetzung, sind theils 2—5, theils 20—30 cm gross; das ganze Kugelvorkommen erscheint als eine basische Schliere im Granit, in welcher die Kugeln selbst als noch basischere Ausscheidungen liegen. Die Contouren und Begrenzungen zeigen, dass die Kugeln in einem noch flüssigen Magma auf einander gedrückt und gegenseitige Einwirkungen hervorgebracht haben; an noch nicht vollständig starren grossen Kugeln haben sich Zerreissungen und Zerbrechungen vollzogen. — Kemp beschrieb einen »Orbicular granite« von Quonochontogue Beach im s.w. Rhode-Island; das Centrum der 5—7 cm grossen Kugeln besteht fast ganz aus Plagioklas mit spärlichen Quarzen, nach dem Rande zu stellt sich Biotit ein, welcher allmählich concentrische Gruppirung gewinnt, durchwachsen von Magnetit; jenseits dieser dunkeln Zone liegt zu äusserst noch eine helle aus radial gestellten Plagioklasen (Trans. New York acad. sc. XIII. 1894. 140).

S. 75. An der alten Strasse von Athen über Keratea nach Laurion bildet der Biotitgranit von Plaka einen Stock mit langen, porphyrisch und z. Th. fast ganz felsitisch beschaffenen hornblendeführenden Apophysen, welche nicht nur die als azoisch geltenden (zu Augitschiefer veränderten) Kaesariani-Glimmerschiefer, sowie noch andere (nicht contactlich beeinflusste) Glimmerschiefer und Marmore durchsetzen, sondern auch noch in die cretaceischen sog. Athener Schiefer eindringen (Lepsius, Geol. v. Attika, 1893. 70).

S. 76. Für das von Bucca bezweifelte relativ jugendliche posteocäne Alter des elbanischen Capannegranits ist Dalmer noch einmal im N. Jahrb. f. Min. 1894. I. 99 eingetreten.

S. 76 und 262. Sir Archibald Geikie's Angabe, dass auf den westschottischen Inseln die tertiären sauren Gesteine jünger seien als die Basalte (und Gabbros) ist von J. W. Judd bestritten worden; Letzterer leugnet das Dasein von granitischen Gängen im Gabbro und versucht namentlich Gewicht zu legen auf Einschlüsse sauren Charakters, welche unfern der Grenze von Gabbro und sog. Granit bei Druim-an Eidhne in den Cuchullin Mts. auf Skye in dem ersteren liegen; ihr augenblicklicher eigenthümlicher Charakter, ähnlich einem gebänderten sphaerolithreichen Rhyolith, wird auf eine Umschmelzung quarzporphyrähnlicher Granitbruchstücke innerhalb der Gabbros zurückgeführt (Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 183). Doch bringt (ebendas. L. 1894. 212) Geikie eine grosse Menge von geologischen Thatsachen bei, welche es entschieden rechtfertigen, an der Posteriorität des sog. Granits festzuhalten.

S. 88. Feinkörnige grüne eckige Einschlüsse von Malakolithhornfels im Granit des Galgenbergs (Blatt Neustadt-Obernburg, Grh. Hessen, 1894) werden von Chelius und Klemm erwähnt; sie bestehen aus rundlichen Quarz- und Plagioklaskörnern, rothbraunem Biotit, grüner Hornblende und blassgrünlichem Malakolith, welcher oft, den Cordieriten ähnlich, von Biotit- und Hornblendeeiern erfüllt ist.

S. 93. Über die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiet des Elbthalgebirges handelt ein Aufsatz von R. Beck in Min. u. petr. Mitth. XIII. 290.

S. 96. Auch in der portugiesischen Serra de Marão kommt zufolge Delgado Illaenus und Redonia im Chiastolithschiefer vor (vgl. N. Jahrb. f. Min. 1894. I. Ref. 475).

S. 108. An verschiedenen Punkten rings um das ganze Granitmassiv der Cima d'Asta wurde die schon von Rothpletz entdeckte Contactmetamorphose durch W. Salomon beobachtet; Glieder der Quarz- und Gneissphyllitgruppe Stache's sind hier structurell sowie durch Neubildung von Cordierit, Andalusit, Spinell, Biotit verändert (Min. u. petr. Mitth. XIII. 408). — Der Plakit Cordella's soll ein durch den Granit von Plaka in Attika zu einem Feldspath-Augitgestein umgewandelter Glimmerschiefer sein (Lepsius, Geol. v. Att. 1893. 126).

S. 115 Z. 13 v. o. lies Coniston statt Conistone.

S. 118. Harker und Marr geben im Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 359 noch weitere Bemerkungen über den Metamorphismus um den Granit vom Shap Fell; es werden bis oder über 2 Zoll grosse Mandeln beschrieben, welche jetzt hauptsächlich aus Quarz und Epidot mit etwas Strahlstein und Augit bestehen und im Inneren noch Überreste des früheren Calcits enthalten, der in den kleineren Mandeln ganz verschwunden ist. In anderen Vorkommnissen ist der ehemalige Mandelinhalt vorwiegend in braunen Granat mit oft $\frac{1}{4}$ Zoll langen Krystallen metamorphosirt.

S. 121. Rob. Thost beschreibt ein recht merkwürdiges Gestein vom Fuss des Kyssyr-dagh aus dem Basartschai-Thal im hocharmenischen Karabagh-Gau. Äusserlich hellgrau bis röthlich und granitähnlich, reich an feinen Höhlungen aber dennoch ausnehmend fest und sehr hart, enthält es noch ursprünglichen Quarz, aber der Feldspath ist so gut wie verschwunden; ein Theil desselben ist durch ein Aggregat von Andalusit und Quarz ersetzt, welches seine Formen wiedergibt, ein anderer noch halbwegs erhaltener umgewandelt in Muscovit- und Kaolinschüppchen. Ist gar kein Rest von Feldspath mehr vorhanden, so lassen sich doch oft seine Gestalten scharf nach jenen Pseudomorphosen von Andalusit und Quarz reconstruiren. Biotit tritt als solcher nur spärlich und stark gebleicht auf, an seiner Stelle erscheinen mit seinen Contouren Aggregate von Rutilnädelchen und -körnchen. Ehemalige mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und jetzt etwas alterirtem Feldspath lassen sich noch bisweilen erkennen. Jene den Feldspath des Gesteins pseudomorphosirenden Aggregate von Andalusit und Quarz zeigen oft eine schwammähnliche Structur, indem der Quarz die scheinbaren Löcher darstellt und sind noch von unzähligen und ganz feinen Sillimanitnädelchen durchspickt. Ausserdem führt das Gestein Zirkon (von welchem ein deutlicher Durchkreuzungszwilling nach P∞ beobachtet wurde), farblosen Anatas, Titanit, Epidot. Sodann aber endlich noch relativ viel Flussspath in grossen scharfen wasserhellen Durchschnitten mit zonaren Rutilinterpositionen und Quarzeinschlüssen. Der Zustand des Gesteins fordert dazu auf, in ihm ein Analogon der topasirten Quarzporphyre zu erblicken: während sich bei den letzteren aus dem Feldspath das Fluoraluminiumsilicat Topas bildete, würden hier aus jenem mit denselben Wirkungsmitteln zwei Substanzen hervorgegangen sein, nämlich die beiden fluorfreien Aluminiumsilicate Andalusit und Sillimanit sowie daneben Flussspath; die sonstige Topasirung wäre also hier in ganz entsprechender Weise ersetzt durch eine Andalusitisirung nebst gleichzeitiger Fluoritisirung,

wobei beiderseits noch Quarz entsteht (Abh. Senckenb. naturf. Ges. XVIII. 1894. 215). — Über den wohl ebenfalls hierher gehörigen Limnrit vgl. S. 804.

S. 122. Hyalomicte, alte französische Bezeichnung für Greisen, namentlich den zinnerzführenden.

S. 125. Hyalotourmalite, französische Bezeichnung für Turmalinquarzfels.

S. 151. In der Grundmasse quarzporphyrartiger Gesteine aus dem Laude Yemen (Wadi el Hatab am Dj. Melhâm und Kunststrasse bei Uossil) beobachtete Tenne Glaukophan (a hellgelb, b dunkelblau, c gelblichgrün), dessen Nadeln sich sowohl an der mikropegmatitischen Masse betheiligen, als auch mit zum Aufbau von gemengten Belonosphaeriten dienen (Z. geol. Ges. XLV. 1893. 469).

S. 169. J. W. Judd wendet sich (Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 182) in sehr bestimmter Weise gegen den von Rosenbusch herstammenden Gebrauch des Wortes Granophyr in einer von der ursprünglichen Vogelsang'schen abweichenden Bedeutung.

S. 170. In einer »Porphyrstudien« betitelten Abhandlung (Mitth. grh. bad. geol. L.-Anst. II. 1893. 975) tritt Sauer dafür ein, dass in sehr vielen Fällen die aus irregulär begrenzten Mineralpartikeln bestehende Grundmasse der Quarzporphyre das Product von secundären Umwandlungsprocessen darstellt, denen eine mit grösster Wahrscheinlichkeit ehedem glasig beschaffen gewesene Substanz anheimgefallen ist. — Wenn auch manches zu Gunsten dieser Ansicht spricht, so darf doch nicht übersehen werden, dass mit Argumenten ganz analoger Art auch die einstmaligo Glasnatur des Granits reconstruirt werden könnte oder müsste.

S. 186 und 335. Die sog. Lenneporphyre sind nach den Untersuchungen von Mügge durchweg Keratophyre und zwar grösstentheils Quarzkeratophyre, zum kleineren Theil quarzfrei; die Feldspathausscheidungen gehören (aber nicht dem Anorthoklas, sondern) dem Albit an. Der Porphyr hat die Schiefer nicht durchbrochen, sondern ist älter als letztere, welche auf den erodirten Porphyrmassen aus dem Devonmeer zur Ablagerung kamen. Mügge macht aufmerksam auf die vielen Umwandlungen und Neubildungen, die in der Grundmasse dieser Porphyre Platz gegriffen haben und nimmt an, dass dieselbe da, wo sie ein Mosaik sehr kleiner und sehr schwach doppeltbrechender Körner unbestimmbarer Natur darstellt, nicht aus primären Erstarrungsgebilden, sondern aus secundären Zersetzungsproducten einer ursprünglich wohl vorhandenen Glasmasse besteht. Dies gehe u. a. noch daraus hervor, dass die Grundmasse in derselben Zusammensetzung auch auf »offenbar« secundären Spalten und Rissen in den Feldspathen erscheint. In Felsokeratophyren, d. h. solchen ohne ausgeschiedenen Quarz, trete auch Eisenspath »geradezu pseudomorph« nach der Glasmasse (welche doch ihrerseits amorph gewesen ist) auf. Quarzausscheidungen werden von Sprüngen durchsetzt, welche sich auch in die Grundmasse beiderseits hineinziehen, und sind später ausgefüllt mit gleich orientirtem Quarz, so dass der Quarzkrystall gleichsam wie mit Zotten in die Grundmasse hineingreift. Ferner werden noch aus der letzteren beschrieben Ersetzungen von Sphaerolithen durch einheitlichen Quarz sowie Sphaerolithe mit ringförmigen Quarzneubildungen (N. Jahrb. f. Min. Beilageb. VIII. 1893. 535).

S. 195. Über Quarzporphyre des Karabagh-Gaues in Hocharmenien s. Thost in Abh. Senckenb. naturf Ges. XVIII. 1894. 222.

S. 199. In der eben angeführten wichtigen Arbeit über die Lenneporphyre spricht sich Mügge folgendermassen aus: »Die Bildung des Sericits hat mit der Druckwirkung unmittelbar nichts zu thun, zumal in den meisten sericitisch veränderten Gesteinen die Sericitbildung nicht durch blosse Umbildung der vorhandenen, sondern erst durch Zufuhr neuer Stoffe möglich wurde, wie ja alle unsere Analysen geschieferter Keratophyre zeigen. Die Kali und Thonerde zuführenden Lösungen

finden aber zu den stark gepressten und zertrümmerten Gesteinen viel eher Zugang als zu den compact gebliebenen Massen (vgl. die Band I. 629 betonte Auffassung), daher denn auch die Porphyre längs ihrer Grenz- und Ruschelflächen viel stärker umgewandelt zu sein pflegen, als sonst.« »Auch die Umwandlungen von Orthoklas und gewöhnlichen Plagioklasen in mikroperthit- und mikroklinartige Feldspathe, die Chloritisirung und Uralitisirung des Augits, die Saussuritisirung des Plagioklases haben mit Druckwirkungen in dem Sinne nichts zu thun, dass bei ihrer Entstehung ein hoher Druck herrschte.« — Die von Mügge mitgetheilten Analysen von ungeschieferten und von geschieferten sericitreich gewordenen Quarzkeratophyren des Lennegebiets zeigen ganz erhebliche Unterschiede: in den letzteren eine sehr beträchtliche Abnahme von SiO_2 (z. B. von 82,4 auf 65,8%), Zuwachs an K_2O, H_2O und namentlich an Al_2O_3 (z. B. von 8,4 auf 23,5%) bei fast Gleichbleiben des Na_2O. Dies thut dar, dass Rosenbusch es mit Unrecht als einen Grundsatz aufstellt, dass die Dynamometamorphose die chemische Zusammensetzung im Wesentlichen unverändert lasse (vgl. III. 180). Mügge bezweifelt die Richtigkeit der Angabe v. Lasaulx's, dass Gesteine von Oberneisen (vgl. II. 336) mechanisch metamorphosirte quarzfreie Porphyre seien.

S. 224. In einem Pechsteinporphyr vom Cir Mhor auf Arran bestimmte Judd kugelige Aggregationen einer völlig klaren und glasähnlichen Substanz, welche um die Quarze und an den Ecken von Feldspathkrystallen, auch in der glasigen Gesteinsmasse sitzen, als Hyalit. Die Kügelchen zeigen bei gekr. Nicols ein schwarzes Kreuz, welches sich beim Drehen in zwei Hyperbeln auflöst; Doppelbrechung negativ. Sie werden im Gegensatz zu dem Gesteinsglas von Kalilauge zersetzt und sind durch Fuchsin imbibirbar. Bei sehr starker Vergrösserung gewahrt man, dass die Kügelchen aus concentrischen Hüllen bestehen, auf deren Oberfläche zarte Tridymitblättchen zu lagern scheinen, während die in dem Gesteinsglas isolirt vorkommenden Kügelchen auch wohl einen Kern von Tridymit besitzen. Eine radiale Strahlung scheint durch äusserst zarte Hornblendefäserchen hervorgebracht (Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 549).

S. 309. 316. Das Massiv der Vitoša in Bulgarien besteht vorwiegend aus Pyroxensyenit mit mehr oder weniger Biotit und primärem Amphibol. Uralitsyenit steht damit in Verbindung (L. Dimitrov, Denkschr. Wiener Akad. LX. 1894. 488).

S. 366. In den Trachyten des Mont Dore findet sich neben dem gewöhnlichen, nahezu einaxigen Biotit ein dunkler Glimmer mit normal symmetrischer Axenlage und $2E=68^\circ$, $2V=41^\circ$. Durch längere Behandlung mit kochender HCl bleibt dieser Glimmer völlig klar und scharf begrenzt, aber er wird unter Verlust von Mg und Fe erst grün, dann farblos; der Axenwinkel verkleinert sich nach und nach bis auf 0°, die Doppelbrechung sinkt bis auf 0,003—0,004 (Fouqué, Bull. soc. fr. min. XV. 1892. 196).

S. 370. Eine ausgeschiedenen Quarz führende Trachytvarietät (ca. 64% SiO_2) erwähnt Thost von Murehuss im hocharmenischen Karabagh-Gau (Abh. Senckenb. naturf. Ges. XVIII. 1894. 242).

S. 388. Auch Luigi dell'Erbe ist mit Scacchi der — nicht eben wahrscheinlichen — Ansicht, dass der Piperno von Pianura ein eigenthümlich gebildeter und umgewandelter Tuff sei; insbesondere müssten die »Flammen« als erstarrte schlackige Lavafetzen aufgefasst werden, während die umgebende hellere Masse eine Asche darstelle (Giorn. di mineral. etc. III. 1892. 23).

S. 399. Trachytischen Obsidian (61,22% SiO_2, 6,49 Na_2O, 5,93 K_2O) mit einem kleinen Gehalt an Olivin beschrieb Pirsson von Gough's Island im südatlantischen Ocean (Am. journ. sc. XLV. 1893. 382).

S. 415. Eichleiter analysirte einen grobkörnigen Elaeolithsyenit, das Hauptgestein des Gebirges Umptek auf der Halbinsel Kola (mit Mikroklin, Albit, Elaeolith, Aegirin, Arfvedsonit, Titanit, relativ viel Eudialyt): 54,14 SiO_2; 0,95 TiO_2; 0,92 ZrO_2; 20,61 Al_2O_3; 3,28 Fe_2O_3; 2,08 FeO; 0,25 MnO; 1,85 CaO; 0,83 MgO; 5,25 K_2O; 9,87 Na_2O; 0,12 Cl; 0,04 Glvlst. (100,55); Verh. geol. R.-Anst. 1893. 217.

S. 416. Eine Parallele zu dem Elaeolithsyenit bildet der auch in die Tabelle Bd. I. 834 aufgenommene elaeolithfreie Sodalithsyenit, wie solcher zufolge Lindgren und Melville bei Square Butte, 30 miles s.ö. von Fort Benton in Montana, vorkommt (Amer. journ. sc. Juni 1893. 286); er besteht makroskopisch aus Feldspathleisten, dunkeln Hornblendeprismen von barkevikitartiger Zusammensetzung (21,75 FeO, 10,52 CaO, 2,54 MgO, 2,95 Na_2O, 1,95 K_2O), frischen blassbraunen Sodalithkörnern; u. d. M. noch Albit und Analcim (angegeben als Umwandlungsproduct von Albit).

S. 419. Die Elaeolithsyenite des östl. Brasiliens sind zufolge Derby entweder spät- oder postcarbonischen Alters.

S. 440. Über ein in einigen böhmischen Phonolithen (u. a. dem vom Hohen Hain bei Mildenau im Friedländer Bezirk) vorkommendes neues Mineral, den Hainit, siehe Ausführliches bei Blumrich in Min. u. petr. Mitth. XIII. 1892. 472. Er erscheint in den Dünnschliffen in Gestalt von farblosen, stark lichtbrechenden ($n =$ ca. 1,7), aber ziemlich schwach doppeltbrechenden Nädelchen oder ausgezackten und schwammig durchlöcherten Plättchen, daneben auch auf Aegirinäderchen und Drusenräumen als bis 1 mm lange dünne hellweingelbe Krystallnädelchen von starkem diamantartigem Glasglanz; Krystallsystem triklin, die beiden vorwaltenden verticalen Pinakoide bilden 78° 14′ und 101° 46′; spec. Gew. 3,184; chemisch ein dem Rinkit, Låvenit, Hiortdahlit verwandtes Silicat, in welchem Na, Ca, Ti, Zr reichlicher vorhanden sind.

S. 455. Das Gestein vom Hartenfelser Kopf im Westerwald enthält nach W. Bruhns kleine Olivine und wird von ihm als ein nephelinfreier, etwas farbloses Glas enthaltender Feldspathbasalt betrachtet (Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1893. 79). Zu den Phonolithen ist das Gestein allerdings nicht zu rechnen, da es gar keinen Sanidin, blos Plagioklas enthält, aber das deutliche Gelatiniren mit HCl kann wohl kaum mit Bruhns auf den Olivingehalt zurückgeführt werden und bleibt immer noch nicht genügend erklärt.

S. 460. Über Phonolithe aus den Black Hills handelt ein Aufsatz von Pirsson (Am. journ. sc. XLVII. Mai 1894). Die grossen Feldspathausscheidungen, besser spaltbar nach M als nach P, zeigen auf P keinerlei Schiefheit der Auslöschung, auf M einen positiven Auslöschungswinkel von ca. 9°, sowie den Austritt einer fast senkrechten stumpfen Bisectrix $\mathfrak{c}$; die Analyse ergab 7,91% Na_2O auf 3,10 K_2O, es liegt also hier ein Natronorthoklas (Anorthoklas) vor. Der Pyroxen ist Aegirin-Augit mit Zunahme des Aegirin-Moleküls nach der Peripherie zu. In einem anderen dortigen Phonolith von Deadwood sind die kleinen schwarzen automorphen Amphibolausscheidungen dem Barkevikit sehr genähert: $\infty P\{110\} = 123° 15'$; Zwillinge nach $\infty P\infty\{100\}$; Pleochroismus etwas abweichend von dem Barkevikit: $\mathfrak{a}$ hellbräunlichgelb, $\mathfrak{b}$ olivenbraun, $\mathfrak{c}$ olivengrün; Absorption $\mathfrak{c} = \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$; $c : \mathfrak{c} = 12°$; Doppelbrechung schwach; leicht schmelzbar unter starker Gelbfärbung der Flamme.

S. 462. M. Boule, Description géologique du Velay, Bull. serv. carte géol. France Tome IV. 1892. Nr. 8.

S. 467. Über Leucittrachyte der Gegend des Bolsener Sees, untersucht von L. Bucca, vgl. das Referat im N. Jahrb. f. Min. 1893. II. 490.

S. 477. Bei Lichtenberg und Gross-Bieberau (Blatt Neukirchen) im Odenwald führt der grobkörnige Diorit mit grüner Hornblende röthlichen bis grünlichen rhombischen Pyroxen, wohl Hypersthen (Chelius).

S. 505. Eine umfangreiche und auch für viele andere petrographische Gebiete sehr wichtige Abhandlung über den Tonalit der Rieserferner verdankt man F. Becke; Min. u. petr. Mitth. XIII. 1892. 379. 433. — Über Quarzglimmerdiorite des Karabagh-Gaues, z. Th. mit malakolithartigem Augit und ausgezeichnetem Mikroperthit s. Thost in Abh. Senckenb. naturf. Ges. XVIII. 1894. 224.

S. 537. Reich an Orthit ist zufolge Thost der Dacit von der Wolfsschlucht bei Sadarak, Karabagh-District in Hocharmenien; es sind grünlichbraune, schwach pleochroitische Kryställchen, ohne Spaltb., mit den Formen 0P, ∞P∞, ∞P∞, P∞, ½P∞; Auslöschung auf ∞P∞ 37° mit c; Zwillinge nach ∞P∞ (ebendas. 252).

S. 564. Rina Monti, Glimmerdioritporphyrit von Angola im Val Camonica, Giorn. di miner., cristall. etc. III. 1892. 263.

S. 619. Hamilton Emmons, Augitführende Glimmerandesite von der Insel Capraja, Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 129.

S. 622. In Diabasen des Karabagh-Gaues wies Thost durch Ätzung und Tinction ganz verschiedene Plagioklase neben einander nach (a. a. O. 231).

S. 633. Hovey hebt hervor, dass der den bräunlichrothen Augit in den Diabasen bisweilen begleitende monokline farblose Pyroxen (Hunnediabas, Newhaven, New Jersey, Cap Blomidon, Rio de Janeiro), welcher als Salit gilt, von dem Salit von Sala verschieden ist; bei ersterem (Rio de Janeiro) ist $2E_\alpha = 36° 9'$ (also weit kleiner als bei allen anderen Pyroxenen), während dieser Werth bei dem typischen Salit 112° 30' für weisses Licht beträgt (Min. u. petr. Mitth. XIII. 1892. 213).

S. 635. Dass mit dem Begriff des Diabases keine besondere Structur verknüpft sein kann, ergibt sich auch aus den Untersuchungen von E. O. Hovey über die bei Rio de Janeiro im Gneiss aufsetzenden Diabasgänge (Min. u. petr. Mitth. XIII. 211). Dieselben sind bei relativ grosser Mächtigkeit (mehrere Meter) ganz krystallin und gabbroähnlich struirt, die Augite bilden z. Th. rundliche Körner und sind gegenüber dem Plagioklas bald automorph, bald xenomorph; eigentlich ophitische Structur erscheint nur selten. Mit abnehmender Gangweite wächst die Automorphie der Pyroxene unverkennbar, es stellt sich vorwiegend ophitische Structur ein; in den schmalsten Gängen mit intersertalen Partieen von glasgetränktem Mikrolithenfilz sind die Augite fast absolut automorph.

S. 666. Busz, Diabase aus Devonshire (Ilsham bei Torquay, Babbicombe, Paington, Bovey Tracey), Sitzgsber. niederrhein. Ges. 1893. 84.
v. Foullon, D. vom Mte. Levtopodi auf Rhodos, Sitzgsber. Wiener Akad. C. 1891. 144.
J. D. Dana, D. von Newhaven, Connecticut, Am. journ. sc. (3) XLII. 1891. 79.
E. O. Hovey, D. der East-Haven-Branford Region, Conn., ebendas. XXXVIII. 1889. 361.

S. 676. Nach der später von de Lacvivier entwickelten Ansicht sollen die Ophiteruptionen im Dép. der Ariège nicht jurassischen, sondern triassischen Alters sein, und zwar an das Ende der Trias, oder vielmehr vor die Ablagerung der Marnes irisées fallen; es sei zu vermuthen, dass dies auch für die Ophite Spaniens gelte (Comptes rendus CXV. 1892. 976).

S. 689. Über den sog. Paramelaphyr von E. E. Schmid (welcher zu den Porphyriten gehört) vgl. Loretz, Jahrb. pr. geol. L.-Anst. für 1892. 129.

S. 727. Ein Intrusivlager von quarzhaltigem Diabasporphyrit in den tiefsten Saarbrücker Schichten der Grube Heinitz hat die Steinkohle in einen cokesartigen (aber nicht schaumig aufgeblähten), harten und spröden Zustand versetzt; Laspeyres, Corresp.-Bl. naturh. Ver. pr. Rh. u. W. 1893. 47.

S. 733. Umwandlung von Diabasgängen in hornblendeschieferähnliche Massen wird durch H. Fox und Teall auch von Ogo Dour und Lion Rock im Lizard beschrieben (Quart. journ. geol. soc. XLIX. 1893. 199).

S. 739. Der Name Gabbro soll nach Lepsius (Geol. v. Attika 1893. 95) nicht zuerst durch L. v. Buch, sondern schon von Breislak eingeführt sein (wann und wo ist nicht angegeben) und zwar nach dem Dorf Gabbro, 12 km ö. von Livorno.

S. 745. In dem grobkörnigen Gabbro von Morane im Tiberthal umrandet grüne faserige Hornblende die Diallage, welche aber im Inneren stets einen Kern von brauner primärer Hornblende besitzen; Diallag und Plagioklas sind wesentlich gleichzeitig entstanden; Ettore Artini, Giorn. min., crist. etc. IV. 1893. 7.

S. 781. Über die Umwandlungserscheinungen der Gabbros in Attika, welche Gänge und Gangstöcke namentlich in der Kreide, nicht mehr im Miocän bilden, s. Lepsius, Geol. v. Attika 1893. 77. 94. Aus der secundären Hornblende oder gleichzeitig mit dieser aus dem Diallag geht nach ihm blauer Glaukophan hervor. Als Umsetzungsproducte erscheinen z. B. Gesteine, die vorwiegend aus einem Albitmosaik mit Hornblende bestehen, nebst nur spärlichen Diallagresten. Ferner wird als aus dem Gabbro entstanden ein rothbraunes eisenreiches hartes und quarzhaltiges Gestein beschrieben, u. d. M. ein mittelkörniges Quarzfeldspath-Mosaik mit Strähnen von Eisenoxyd und schwarzem Erz, ohne pyroxenischen oder auch nur amphibolischen Bestandtheil.

S. 801. An der Toplič-Quelle in Pastrovicchio sowie bei Mišič und Susanj in Spizza in Süddalmatien erscheinen Noritporphyrite (Enstatitporphyrite) von triassischem Alter, schwarzgrüne Grundmasse mit Pyroxensäulchen und spärlicheren Plagioklasleisten. Diese Pyroxene sind grösstentheils blasse rhombische Enstatite, daneben auch monokliner Augit, bisweilen verwachsen beide der Länge nach; sie und die Feldspathe enthalten Glaseinschlüsse. Die Grundmasse besteht aus zahlreichen Pyroxenprismen, unter denen aber umgekehrt monokline vorwalten, Feldspathleisten, etwas Magnetit und lichtbraunem, theils reinem, theils fein globulitischem Glas. Eine Analyse ergab: 57,25 SiO_2; 16,35 Al_2O_3; 1,30 Fe_2O_3; 6,75 FeO; 7,25 CaO; 7,06 MgO (sehr viel); 0,44 K_2O; 2,69 Na_2O; 1,17 Glvrl. (100,26); v. John, Verh. geol. R.-Anst. 1894. 133.

S. 814. In einem Amphibolpyroxenandesit aus dem Araxesthal (südl. Karabagh) liegen zufolge Thost winzige gelbe bis bräunlichrothe, im auffall. L. metallisch glänzende Täfelchen von Pseudobrookit ($\infty\bar{P}\infty . \infty P . \infty\breve{P}\infty$ und spaltbar nach $\infty\breve{P}\infty$); a. a. O. 250.

S. 845. Culver und Hobbs, Normaler Olivindiabas aus Minnesota Co. im südl. Dakota, Trans. Wisconsin acad. sc. VIII. 1892. 206.

S. 853. In Melaphyren aus dem Karabagh-Gau geht aus dem Olivin schliesslich Epidot hervor, welcher entweder noch in Verbindung mit Chlorit und Calcit oder bereits lediglich für sich Pseudomorphosen bildet; dieselben gelten hier nicht als Ausfüllungspseudomorphosen, sondern als »repetirte Pseudomorphosen«, entstanden durch eine weitere Alteration der olivinischen Umwandlungsproducte bei gleichzeitiger Umbildung des sehr kalkreichen Plagioklases. In hierher gehörigen Mandelsteinen sind die Plagioklase unter völliger Erhaltung der Formen total in Opal alterirt (Thost).

S. 905. Über den aus dem Anamesit von Rüdigheim bei Hanau entstehenden Bauxit s. Th. Petersen, N. Jahrb. f. Min. 1894. I. Ref. 460.

S. 920. Duparc u. Mrazec, Aetna-Bomben von der Eruption 1886, Arch. des sc. phys. et natur. (3) XXIX. 1893. 256.

Ricco è Mercalli, Laven vom Stromboli, Eruption vom 24. Juni 1891, Giorn. miner., crist. etc. IV. 1893. 25.

Lepsius, Fb.-Lava von Persufli bei Velestino im südl. Thessalien, Geologie v. Attika, Berlin 1893. 169.

Sandberger, titaneisenreicher Dolerit von Djedda bei Mekka, N. Jahrb. f. Min. 1894. II. 103.

S. 931. Eine eigenthümliche Ausbildungsweise besitzen die in den Tuffen des Eisenbühls (Böhmen) eingeschlossenen Olivinknollen: sie sind oft partieenweise von sehr abwechselnder Korngrösse, auch nicht compact, wie die sonst in Basalten eingeschlossenen, sondern manchmal förmlich porös mit wohlkrystallisirten Augiten auf den Hohlräumen, zeigen sowohl den Olivin als den Augit bald automorph bald xenomorph, führen Biotit aber keinen rhombischen Pyroxen, auch kein Spinellmineral; ferner treten isolirte Partikel von Basaltmasse inmitten der Knollen auf. Diese Momente führen Proft zu der nicht ungerechtfertigten Ansicht, dass hier endogene Primärausscheidungen aus basaltischem Magma vorliegen; »sie erweisen natürlich nichts für die Abkunft der sonst in der Masse von Kuppen- und Deckenbasalten direct eingeschmolzenen, ganz anders zusammengesetzten und struirten Olivinknollen« (Jahrb. geol. R.-Anst. XLIV. 1894. 81).

Zu Band III.

S. 3. Als Therolith wird ein Gang im grobkörnigen Elaeolithsyenit zwischen Kunjockthal und Lutnjarmjockthal (Halbinsel Kola) aufgeführt, zusammengesetzt hauptsächlich aus Augit und brauner Hornblende, ferner Feldspath (meist triklin) und Nephelin. Die Analyse lieferte: 46,53 SiO_2; 2,99 TiO_2; 14,31 Al_2O_3; 3,61 Fe_2O_3; 8,15 FeO; 0,22 MnO; 12,13 CaO; 6,56 MgO; 1,58 K_2O; 4,95 Na_2O; 0,20 Glvlst. (101,23); Eichleiter, Verh. geol. R.-Anst. 1893. 217.

S. 13, 25, 29, 89. Analysen böhmischer Vorkommnisse (Leucitbasanit, Nephelin- und Leucittephrite, Augitit vom Hutberg bei Birkigt s.ö. von Tetschen) gibt Hibsch in Min. u. petr. Mitth. XIV. 103 ff.

S. 32. Zufolge J. F. Kemp (Am. journ. XLVII. Mai 1894) hat es mit der Angabe von Hussak (N. Jahrb. f. Min. 1892. II. 153), dass bei Hamburg in Sussex Co., New Jersey, im blauen untersilurischen Kalkstein ein ehemals leucitführendes Ganggestein auftritt, seine Richtigkeit; die Leucite sind ersetzt durch Analcim, Calcit und Feldspath. Das Vorkommen ist nicht weit von dem Elaeolithsyenit von Beemerville entfernt und gehört vielleicht eher zum Leucitsyenitporphyr.

S. 36. Aus Uvalde Co. im südl. Texas beschrieb Osann als Gänge in der unteren Kreide melilithreichen Nephelinbasalt mit Perowskit. Der ausgezeichnete Melilith lieferte Querschnitte bis zu 0,5 mm Durchmesser; Einschlüsse von Pyroxen, Magnetit und Glas sind in den Querschnitten zonar, oft in 2—3 concentrischen Zonen eingewachsen. An Querschnitten wurde auch ein ditetragonales Prisma beobachtet, welches sowohl mit $\infty P \infty \{100\}$ als mit $\infty P\{110\}$ ca. 20°—22° bildete und angenähert $\infty P\frac{9}{4}\{940\}$ entspricht. Die Basis ist oft keine ebene Fläche, sondern zeigt eine conische Depression, die Verticalschnitte ergeben daher das Profil einer biconcaven Linse (Journ. of geology, Chicago, I. 1893. Nr. 4. 341).

S. 46. Über die vulkanischen Producte des Kammerbühls handelt eine Arbeit von E. Proft (Jahrb. geol. R.-Anst. XLIV. 1894. 25). Darnach sind dieselben Meli-

lith-Nephelinbasalte, wobei sich in den Schlacken und Bomben noch Leucit und Haüyn, in der Lava noch Biotit hinzugesellt. Von ähnlicher Beschaffenheit sind die Projectile des Eisenbühls in Böhmen.

S. 106. Ophitisch struirte Feldspathbasalte haben im Vicentinischen erhebliche Metamorphosen erzeugt. Am Mte. Postale ist z. B. Alveolinenkalk in zuckerkörnigen Kalk verwandelt, bei Berghamini wurden in den Kalkbrocken des Untereocäns zahlreiche Fayalitkrystalle gebildet. Bei Brendola sind die Mergel auf mehr als 15 m Entfernung verändert und in ein wesentlich aus Hydronephelit und mikroskopischen Granatkryställchen bestehendes Gestein verändert (Munier-Chalmas, Étude du Tithonique, du Cretacée et du Tertiaire du Vicentin. Paris 1891).

S. 109. Vgl. weiter noch:

Dannenberg, Studien an Einschlüssen in d. vulkan. Gest. des Siebengebirges, Min. u. petr. Mitth. XIV. 17.

A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques. Macon 1893. 710 SS.

A. Lacroix, Étude sur le métamorphisme des roches volcaniques; Mém. prés. à l'acad. des sc. de l'institut de France, Tome XXXI. No. 7. 1894.

S. 115. Als exogene Wirkungen der in den Nephelinbasalten der Oberlausitz eingeschlossenen Granitfragmente erwähnt O. Beyer, dass in der unmittelbaren Umgebung des Einschlusses der Nephelin verschwunden und an seiner Stelle Plagioklas ausgeschieden ist, sowie dass der Olivin einen Augitkranz zeigt, wie sonst der Quarz (Min. u. petr. Mitth. XIII. 231).

S. 121. Ein Dunitgestein (Olivin, Serpentin, reichlich Chromit) vom Berge Solovieff am westl. Abhang des Urals in dem Platinseifengebiet enthält mit der Loupe erkennbare kleine Platinkörnchen eingewachsen; Inostranzeff, Comptes rendus CXVI. Nr. 4; vgl. auch Helmhacker, Zeitschr. f. prakt. Geologie, Febr. 1893.

S. 124. Die säulenförmigen diamantenführenden Körper, der sog. blue ground, bestehen aus einer Eruptivbreccie von kleineren und grösseren, scharfkantigen oder gerundeten Bruchstücken einer grün- oder blauschwarzen serpentinartigen Masse (dem Kimberlit von C. Lewis), verkittet durch ein vorherrschendes Cäment, welches einem erhärteten grünschwarzen Schlamm gleicht und zur Hauptsache aus feinen Partikelchen derselben serpentinartigen Masse gebildet wird, die auch die grösseren Fragmente aufweisen. Nach den neueren Untersuchungen von Stelzner lassen sich in Bindemittel und Bruchstücken nachweisen: hauptsächlich mehr oder weniger veränderter Olivin, chromhaltiger Diallag (wohl smaragditartig umgewandelt), Bronzit, chromhaltiger Pyrop, fleischfarbiger Zirkon, Cyanit, Biotit (oft gebleicht), Chromit, Titaneisen, Magnetit, Perowskit; im blue ground von Jagersfontein noch blauer Korund. Die Masse hat also mehr eine lherzolithähnliche als eine pikritähnliche Zusammensetzung. Ausserdem beherbergt der blue ground noch Fragmente von Quarziten, Schieferthonen und Diabasen der Karroo-Formation (Sitzgsber. d. Ges. Isis, Dresden, 20. April 1893).

S. 129. Aus dem Oberlauf der Schwarzawa zwischen Kurau und Polička wird durch A. Rosiwal ein »Peridotit« als Eruptivgestein erwähnt, »der durch seinen Gehalt an Diallag und Enstatit neben Olivin sich an Lherzolith, durch die Beimengung von hellbraun durchsichtiger Hornblende an Wehrlit anschliesst (Verh. geol. R.-Anst. 1894. 140).

S. 130. Ein Bronzit-Olivingestein (Harzburgit). bestehend aus 81,5 Olivin, 17,9 Bronzit, 0,6 Picotit beschrieb v. Foullon von Riddle in Oregon. Der Bronzit wandelt sich in Schillerspath, dann, wie der Olivin, in Serpentin um; in späteren Zersetzungsstadien liefern die im Olivin enthaltenen einigen Zehntel Procent NiO

Veranlassung zur Ausscheidung von silicatischen Nickelerzen (Jahrb. geol. R.-Anst. XLIII. 1892. 223).

S. 133. Das Alter des eruptiven pyrenäischen Lherzoliths wird sowohl von de Lacvivier als von Lacroix zwischen den mittleren (oder oberen) Lias und den oberen Jura gesetzt.

S. 155 (I. 2). Nach Chelius und Vogel verdanken die früher als »Böllsteiner Gneisse« bezeichneten Gesteine (Blatt Gross-Umstadt, Grh. Hessen, 1894) ihre Parallelstructur in erster Linie einer Fluidalbewegung unter dem Widerstand des Schiefergebirges, in welches sie eindrangen. Die sog. dunkeln Gneisse entsenden Apophysen in die Schieferschichten, die jüngeren sog. rothen Gneisse solche in diese und in den älteren Granit; beide besitzen porphyrische Randzonen und haben die eingehüllten Schieferfragmente metamorphosirt »oder theilweise eingeschmolzen«. Wenn daher in diesen Vorkommnissen Granite vorliegen, so sind auch die von Bücking als Hauptgneiss, von Thürach als Körnelgneiss bezeichneten zweiglimmerigen Gesteine des Blattes Schaafheim-Aschaffenburg (1894) zufolge Klemm bei der magmatischen Erstarrung durch den Druck flaserig ausgefallene Granite, wie u. a. die reichlichen, aufgeblätterten, stark metamorphosirten und mit granitischem Magma durchtränkten Schiefereinschlüsse erweisen. Übrigens hält auch Bücking selbst den Granit-, Diorit- und Hauptgneiss des Spessarts für Eruptivgesteine, die indessen ihre Parallelstructur erst secundär durch Gebirgsdruck erhalten haben sollen.

In ähnlicher Weise versuchte J. W. Gregory darzuthun, dass der grobgemengte »Waldensian gneiss« in den waldenser Thälern der östlichen cottischen Alpen zwischen Susa und Ostana ein jüngeres Eruptivgestein mit Fluctuationsstructur (fluxiongneiss) sei, und zwar auf Grund seines unabhängigen isolirten Auftretens, seines exogenen Contactmetamorphismus und seiner endogenen Contacterscheinungen, der Abzweigung von gneissähnlichen und aplitischen Apophysen in die benachbarten Schiefer, der Einschliessung veränderter Schieferfragmente sowie der theilweisen Resorption derselben, der übergreifenden Lagerung, der Abwesenheit von solchen intrusiven Eruptivgängen in diesem »Gneiss«, wie sie die umgebenden Schiefer durchsetzen, ferner des Freigebliebenseins von jenen mechanischen Bewegungen, wie sie die Schieferregion betroffen haben; ja er ist geneigt, dieser Eruptivmasse sogar ein pliocänes Alter zuzuschreiben. Andere »Gneisse« der cottischen Alpen seien durch den Stauungsmetamorphismus aus Eruptivgesteinen entstanden (metapyrigene Gneisse) oder aus sedimentärem Material; Quart. journ. geol. soc. L. 1894. 232.

S. 168. Davon ausgehend, dass die Ausdrücke allothigen und authigen bei der Verfolgung der Umwandlung von klastischen Sedimenten in halbkrystallinische oder krystallinische Gesteine zur specielleren Charakterisirung nicht genügen, hat Milch für die fernere Bezeichnung von übrigens ihrem Wesen nach schon bekannten Vorgängen und Erscheinungen folgende Namen vorgeschlagen (N. J. f. M. Beilageb. IX. 101):

Allothimorphe Bruchstücke: klastische Gemengtheile, die in dem neuen Gesteinsverband Bestand und Gestalt nicht verändert haben.

Authimorphe Bruchstücke: klastische Gemengtheile, nach Bestand unverändert, aber nach Gestalt verändert; dieselben werden noch weiter gegliedert in: kamptomorphe, welche ihre Gestalt ohne Aufgebung der Continuität ändern, also gewundene Gestalt (auch undulöse Auslöschung) zeigen, sich den veränderten Verhältnissen vollkommen angepasst haben; authiklastische, unter der Einwirkung des Gebirgsdrucks zerbrochen.

Allothimorphe Pseudomorphosen: Gemengtheile, nach Bestand verändert in einer von der Natur des Substrats mehr oder weniger abhängigen Weise, aber

nach Gestalt unverändert; unselbständige Neubildungen mit alter allothimorpher Gestalt; z.B. gebleichte Biotitblätter, völlig in Sericit umgewandelte allothimorphe klastische Feldspathbruchstücke.

Authimorphe Pseudomorphosen: wie die vorigen nach Bestand verändert, aber auch nach Gestalt verändert; unselbständige Neubildungen mit neuer authimorpher Gestalt; z. B. gebleichter Glimmer in gestauchter Gestalt, langgezogene Sericithäufchen. — In nicht eben erwünschter Weise wird bei den vorstehenden Bezeichnungen der Ausdruck Pseudomorphosen in einem ganz anderen Sinne gebraucht, als es seit Haüy geschehen: nämlich nicht mehr für den Ersatz von Krystallformen früherer Substanzen durch spätere, sondern für Umwandlungen, die sich an beliebig gestalteten, z. B. irregulär fragmentirten, oder aggregirten Partieen einer Substanz vollzogen haben.

Eleutheromorphe Neubildungen, von neuem Bestand und neuer selbständiger Gestalt, z. B. neugebildete Erzkörnchen, Sericitblättchen.

S. 174. Von den Glimmerschiefern der Gegend von Bergen sagt auch so Koken: »Ehe man den Schluss zieht, dass dieselben einst normale Sedimente waren, die ihren krystallinischen Habitus nachträglich durch den ungeheuren Druck erhalten haben, ist auch zu berücksichtigen, dass die versteinerungsführenden Glimmerschiefer Nordschwedens kaum merklich gebogen sind und dass die krystallinischen Gesteine, welche im Bereich der skandinavischen Wasserscheide auf dem hohen Wall, der die ganze Halbinsel durchzieht, über den primordialen Gesteinen (der Dividal-Serie) auftreten, flach und ungestört als Decke sich ausbreiten, niemals von einer auch nur geringen Faltung betroffen« (Die Vorwelt und ihre Entwickelungsgeschichte 1893. 36).

S. 178. Auf Blatt Babenhausen (Grh. Hessen 1894) bestehen die durch Druck aus dem Granit erzeugten Massen aus gelben braunen, auch stellenweise rothen, oft zellig-löcherigen, oft ganz compacten harten quarzitischen Gesteinen, verkieselten Reibungsbreccien zermalmten Materials (Klemm und Vogel). Etwas gneissähnliches ist auch hier nicht entstanden.

S. 180. Eine abweisende Kritik der hier aufgeführten Sätze von Rosenbusch gibt O. Lang in Min. u. petr. Mitth. XIII. 496.

S. 219. Ein anderer Glaukophangneiss, biotitfrei und mit einem weiteren Gehalt an kaum pleochroitischem gelblichgrünem Amphibol und Titanit, bildet nach Quiroga den Gipfel des Mte. Galiñeiro in der Provinz Pontevedra, Galicia (Actas soc. esp. hist. nat. (2) I. 1892).

S. 255. Über Granulit der Gegend von Namiest a. d. Oslawa und Dukowan in Mähren s. H. Barvíř, Sitzgsber. böhm. Ges. d. Wiss. XLVIII. 1893.

S. 305. Eine mächtige Ablagerung von Ottrelithschiefer erscheint auf der Grenze der archäischen Formationen und des Silurs bei Rutland in Vermont. Das Gestein, mit 25—40% Ottrelithgehalt, soll nach der Vorstellung von C. L. Whittle ursprünglich ein Rutil und Titaneisen enthaltender Granit oder Gneiss gewesen sein, der durch Dislocationsmetamorphose in ein körnig-schieferiges Gemenge von Feldspath und Quarz umgewandelt wurde, wobei durch chemische Metamorphose Albit und Anatas entstanden. In einer dritten Umwandlungsphase sei Ottrelith gebildet worden, dessen Prismen bisweilen senkrecht zur Schieferung stehen und zur Zeit in Alteration zu Chlorit begriffen sind (Am. journ. sc. (3) XLIV. 1892. 270).

S. 362. Der mit Serpentin verbundene, im Gneiss lagernde Eklogit von Neuhof bei Rochowan im westl. Mähren besteht aus lichtgrünem diopsidartigem Pyroxen, etwas grösseren bräunlichrothen Granaten, untergeordneter gemeiner grüner Hornblende, schwarzem Eisenerz und Rutil. Die Granaten werden am Rande meist von einem bis $\frac{1}{5}$ mm breiten, theils verworren faserigen, theils strahlig struirten Rahmen

umgeben, der überall Magnetitkörnchen führt und bei starker Vergrösserung besteht aus hellgrünen Diopsidstrahlen (bisweilen übergehend in intensiv grüne gemeine Hornblende) und aus farblosen Plagioklasstrahlen, beide hier und da mikropegmatitisch verwachsen. Auch die Diopside erscheinen an ihren Rändern, z. Th. gleichfalls inmitten der Körnchen faserig struirt, und zwar bestehen solche Partieen aus Diopsid, meist mit dem Hauptindividuum übereinstimmend orientirt, und abermals farblosen Feldspathstrahlen, doch sind diese Ränder magnetitfrei. Da nun Granatsplitter, v. d. L. geschmolzen und langsam abgekühlt, ein Gewebe von Leistchen und Körnchen von basischem Plagioklas und Diopsid ergaben, auch das Schmelzproduct des Diopsids wenigstens wieder Diopsidkörnchen und -fasern (nebst Glas) lieferte, so wird geschlossen, dass in jenen Rändern viel wahrscheinlicher ein Umschmelzungsproduct der betreffenden Mineralien innerhalb eines pyrogenen Magmas als eine Umwandlung auf nassem Wege vorliege (H. Barvíř, Sitzgsber. böhm. Ges. Wiss. 13. April 1894). Ob auch das geologische Auftreten des Eklogits sich mit dieser Auffassung desselben als Erstarrungsgestein verträgt, ist nicht weiter erörtert.

S. 377. Ophiolith ist ein veraltetes Synonym für Serpentin.

S. 394. Der bronzitführende, im Granulit eingelagerte Serpentin des Bachergebirges wurde von Ippen als ehemaliges Olivingestein erkannt (Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark 1893).

S. 407. Über Serpentin, früher Augitolivingestein aus dem hocharmenischen Karabagh-District s. Thost in Abh. Senckenb. naturf. Ges. XVIII. 1894. 241.

S. 411. Der Limurit der Pyrenäen gehört wohl geologisch nicht zu den krystallinischen Schiefern: die Gerölle desselben stammen zufolge Lacroix von mehrere Decimeter breiten Adern, welche in den metamorphischen paläozoischen Kalken nahe an der Granitgrenze und im Granit selber aufsetzen; der Axinit ist jünger als die übrigen Contactmineralien (Granat und Vesuvian) und vermuthlich Fumarolenbildung. Darnach würde dem Limurit ein Platz neben den Bd. II. 118 besprochenen Producten einer Turmalinisirung und Topasirung durch Granite anzuweisen sein; vgl. Comptes rendus CXIV. 1892. 955.

S. 421. Zufolge Gümbel ist Casanaschiefer eine richtigere Schreibweise als das übliche Casanuaschiefer; der von Theobald herrührende sehr unbestimmte Name knüpft an an den Casanapass bei Livigno in den nördlichsten italienischen Alpen, ö. von Samaden.

S. 424. Die mächtige, bei Bernardston in Connecticut auftretende Folge von Thon-, Glimmer-, Hornblende-, Kalkglimmerschiefern, Quarziten, Marmoren und feinkörnigem granathaltigem Magneteisenstein ist zufolge Ben. K. Emerson metamorphosirtes Oberdevon, wie die im Quarzit, Kalk und Eisenstein sich findenden zahlreichen Crinoidenstielglieder, Korallen, Spirifer Verneuili, Rhynchonella, Orthis erweisen (Am. journ. sc. (3) XL. 1890. 263. 362).

S. 476. De Lapparent spricht sich gegen die Ansicht von Cayeux aus, dass die Kreide des nördl. Frankreichs terrigenen Ursprungs oder wenigstens in geringer Entfernung von der Küste abgesetzt, sowie dass die Analogie zwischen dieser Kreide und den pelagischen Sedimenten, insbesondere dem Globigerinenschlamm nur eine scheinbare sei (Ann. soc. géol. Nord France (3) XIX. 1891; vgl. auch Janet ebendas.).

S. 481. Z. 4 v. u. lies Seewenkalk statt Sewenkalk.

S. 501. Zufolge W. Salomon sind der Mendola-Dolomit und die Gesammtheit der Lommeli-Dolomite und -Kalke nicht oder doch nur zum allerkleinsten Theil von Korallen gebildet worden, sondern verdanken der Thätigkeit kalkabsondernder Algen ihre Entstehung (Palaeontographica XLII. 1894).

S. 557 Z. 26 und 27 v. o. lies NH_3 statt NH_4.

S. 586. Das als scharfbegrenzte colossale Bruchstücke in einem gabbroartigen Nebengestein auftretende Erz des Routivare, n.n.w. von Quickjokk in Norrbotten ist ein Spinell-Magnetit; es besteht vorwiegend aus titanhaltigem Magnetit, sodann aus erbsengrossen runden Titaneisenkörnern, ferner Spinell (Pleonast oder Hercynit), theils in bis 5 mm grossen automorphen Krystallen, theils in sehr kleinen, mit Magnetit vermengten Körnchen; ausserdem noch ungleichmässig vertheilter frischer Olivin und in den olivinreichen Partieen kugelige Aggregate eines hypersthenähnlichen Pyroxens (W. Petersson, Stockh. geol. Fören. Förh. XV. 1893. 45; H. Sjögren ebendas. 55 und 140).

S. 610. Das kohleführende Schichtensystem von Bussaco nördl. von Coimbra ist auf Grund des Übergangscharakters der Flora zufolge W. de Lima als permocarbonisch zu bezeichnen (Ref. im N. Jahrb. f. Min. 1894. II. 102).

S. 629. G. Primics, Die Torflager der siebenbürgischen Landestheile, Mitth. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. Anstalt, X. 1892.

S. 672 lies Dimitrov statt Dimitrow.

S. 737. Ortstein ist ein vulgärer Name für Sand und Sandstein, der durch oberflächlich infiltrirte organische Substanz und Eisenoxydhydrat braun gefärbt ist.

S. 752. Novaculit ist eine französische Bezeichnung für Wetzschiefer.

REGISTER.

A.

C.

D.

E.

F.

G.

H.

I. J.

K.

L.

M.

N.

O.

P.

R.

S.

T.

U.

V.

W.

Druck von Breitkopf & Härtel in Leipzig.

